

FACULTAD DE CIENCIAS
GRADO EN GEOLOGÍA
TRABAJO FIN DE GRADO
CURSO ACADÉMICO [2017-2018]

TÍTULO:

**CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA Y GEOQUÍMICA DE
DIQUES BÁSICOS DE LAS ZONAS EXTERNAS DE LA
CORDILLERA BÉTICA.**

AUTOR:

AITANA SAHAGÚN OLCINA

Resumen

El presente trabajo lleva a cabo un estudio tanto petrográfico como geoquímico de los cuerpos ígneos básicos que aparecen en las Zonas Externas de la Cordillera Bética. Estos análisis se han realizado también para establecer una comparación con los cuerpos ígneos que se encuentran en las Zonas Internas, previamente estudiados en otros TFG en el departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente de la Universidad de Alicante. Las rocas estudiadas se conocen en la literatura y en el argot popular como ofitas. Estas ofitas son rocas ígneas de composición básica de grano fino-medio, que aparecen entre los sedimentos triásicos en la cordillera Bética. Las localizaciones de los cuerpos donde se muestrearon las ofitas de las Zonas Externas se encuentran en Alcalá la Real (Jaén) y Cehegín (Murcia), mientras que las muestreadas en las Zonas Internas son Orihuela (Alicante) y Santomera (Murcia).

Los resultados del estudio petrográfico indican una composición de las ofitas basada fuertemente en la presencia de plagioclasa y clinopiroxenos, y en menor medida ortopiroxeno, olivino y anfíbol. Los cuerpos de las zonas Internas se caracterizan por la presencia de epidota, clorita y anfíboles de bordes más azulados, así como una mayor deformación. Esto pudiera estar relacionado con la evolución tectónica que claramente es distinta en ambos dominios béticos. En cuanto a la geoquímica, los cuerpos de las Zonas Externas tienen un carácter calco-alcalino mientras que los cuerpos de las Zonas Internas se acercan más al campo toleítico.

En cuanto a un estudio estructural, que sólo ha sido posible definirlo en los cuerpos de las Zonas Internas debido a la fuerte meteorización que presentan las Zonas Externas, así como una menor presencia de agrietamiento, indica que el cuerpo de Orihuela ha sufrido esfuerzos con dirección principal N-S, confirmando otros estudios anteriores, mientras que el cuerpo de Santomera, con un claro componente E-W sugiere una rotación del bloque.

Palabras clave: Ofitas; Zonas Externas; Cordillera Bética; Geoquímica; Petrografía.

Abstract

The present work carries out a petrographic and geochemical study of the basic igneous bodies that appear in the External Zones of the Betic Cordillera. These analyzes have also been carried out to establish a comparison with the bodies found in the Internal Zones, previously studied in other works in the Department of Earth and Environmental Sciences of the University of Alicante. The rocks studied are known in literature and in popular slang as ophites. The locations of the bodies in the External Zones sampled are Alcalá la Real (Jaén) and Cehegín (Murcia), while those sampled in the Internal Zones are Orihuela (Alicante) and Santomera (Murcia).

The results of the petrographic study indicate a composition strongly based on the presence of plagioclase and clinopyroxenes, and to a lesser extent, orthopyroxene, olivine and amphibole. The bodies of the Internal Zones are characterized by the presence of epidote, chlorite and amphiboles with bluish edges, as well as a greater deformation. This could be related to the tectonic evolution that is clearly in both Betic domains. As for the geochemistry, the bodies of the External Zones have a calco-alkaline character while the bodies of the Internal Zones are closer to the toleitic affinity.

As for the structure, which has only been possible to define in the bodies of the Internal Zones due to the strong weathering and bad exposure of the External Zones, they have undergone efforts with a main NS direction in Orihuela, confirming other previous studies, while the body of Santomera, with a clear component EW suggests a rotation of the block.

Keywords: *Ophites; External Zones; Baetic System; Geochemistry; Petrography.*

Agradecimientos

Me gustaría agradecer en primer lugar a mi familia, por apoyarme en todo momento y acompañarme, conducir, apuntar medidas estructurales, hacerme cien fotos porque en ninguna salgo bien y por estar disponible en todo lo que he necesitado.

A mis compañeros de carrera, todos aquellos que se han convertido en grandes amigos y que me han acompañado durante estos años. Sobre todo a Cintia, Lidia, Josemi e Iván por todos estos años de amistad y a Cristina y Olga por las horas interminables en el CTQ trabajando y riendo.

A Thomas, por su apoyo constante.

A los profesores que me han enseñado y acompañado a lo largo de la carrera.

Agradecer a David Benavente por haberme dejado parte de su tiempo para estudiar mis muestras.

A Iván Martín por haberme dejado bibliografía muy útil.

A Juan Carlos Cañaveras por su paciencia y su ayuda.

A Feliciano Martínez, por haber hecho las láminas delgadas, haberme enseñado a pulverizar rocas y sobre todo por sacar la radial cuando las ofitas oponían demasiada resistencia.

Por último, me gustaría agradecer a mi tutor Idael Francisco Blanco-Quintero, por su guía durante este trabajo y haber compartido tanto sus extensos conocimientos geológicos como sus trucos con los programas, por su disponibilidad y por ayudarme en todo lo que ha podido y haberse preocupado tanto como yo por el trabajo.

Índice

Resumen	1
Abstract.....	2
Agradecimientos	3
Índice.....	5
1. Introducción.....	6
1.1. Objetivos.....	7
1.2. Antecedentes.....	7
2. Geología Regional	10
3. Metodología.....	12
3.2. Técnicas analíticas	12
3.2.1. Microscopio óptico	12
3.2.2. Espectroscopía de fluorescencia de rayos X (FRX)	13
4. Afloramientos	13
4.1. Zonas Internas	13
4.1.1. Orihuela	13
4.1.2. Santomera	14
4.2. Zonas Externas.....	16
4.2.1. Alcalá la Real	16
4.2.2. Cehegín	18
4.3. Datos Estructurales.....	19
5. Petrología	21
5.1. Zonas Internas	21
5.1.1. Orihuela	22
5.1.2. Santomera	24
5.2. Zonas Externas.....	26
5.2.1. Cehegín	27
5.2.2. Alcalá la Real.....	28
6. Geoquímica	30
6.1. Fluorescencia de rayos X	30
7. Discusión	35
7.1. Origen del magma	35
7.2. Implicaciones Tectónicas	38
8. Conclusión/ Conclusion.....	39
9. Referencias.....	40
10. Anexo	46

1. Introducción

Rocas ígneas de composición básica aparecen entre los sedimentos triásicos en la cordillera Bética. Estos cuerpos han sido descritos tanto en las zonas externas como en las internas de esta cordillera (ej., Morata 1993; Portugal-Ferreira et al., 1995). Estos cuerpos por lo general se presentan como bloques tectónicos de pequeñas dimensiones (métricos), aunque algunos pueden alcanzar las centenas de metros (ej. cuerpo de Orihuela). Por lo general estos cuerpos presentan ausencia de bordes de intrusión/reacción, mezclados con rocas arcillosas y yesíferas. A pesar de que en la literatura estas rocas se conocen como ofitas, no todas ellas resultan serlo. A pesar de ello, en este trabajo se refiere a las rocas estudiadas como “ofitas” basándonos en la literatura ya existente sobre este tipo de rocas.

Estudios previos en estas muestras indican que están formadas principalmente por clinopiroxeno y plagioclasa, y en menor proporción pueden estar presentes olivino y/o ortopiroxeno. Por lo general han cristalizado a baja profundidad (subvolcánicas o hipoabisales) presentando texturas doleríticas y ofíticas (ie., Portugal-Ferreira et al., 1995; Morata 1993). Su textura muestra que son rocas holocristalinas, con intercrecimiento variado de sus constituyentes principales, siendo la textura ofítica la más abundante, y que le confiere el popular nombre de ofitas, las cuales, se han definido por varios autores que difieren ligeramente en sus enunciaciones. Según el Diccionario Geológico de Focault y Raoult (1988) se define a las ofitas como doleritas con estructura pecilítica particular en las que grandes cristales de piroxeno engloban pequeños cristales de plagioclasa, por otro lado, Palassou (1778) ya había definido a las ofitas como doleritas triásicas del Pirineo asociadas a sedimentos arcillosos del Trías de facies Keuper, extendiendo este término a las rocas básicas intrusivas del Mediterráneo Occidental.

Según Morata (1993) las ofitas de la Cordillera Externa se asemejan más al término dado por Palassou (1778) en la definición de rocas ígneas básicas asociadas a sedimentos arcillosos triásicos procedentes del Keuper y no concuerdan con el término dado por Focault y Raoult (1988) ya que las ofitas estudiadas en las zonas externas presentan mayor variedad de texturas y composición mineralógica. Las ofitas se presentan en las zonas externas de la Cordillera Bética como un vulcanismo fisural básico con dirección ENE-WSW ubicado en el Subbético Medio y que se conoce como Provincia Volcánica Jurásica (Morata, 1993) donde estas ofitas se presentan como pequeñas manifestaciones de rocas ígneas básicas, mayoritariamente subvolcánicas. El siguiente trabajo de fin de grado presenta el estudio petrográfico y geoquímico de rocas volcánicas del Triásico procedentes de diversos puntos en diques básicos repartidos por las zonas externas e internas de la Cordillera Bética. Se establecerá una comparativa entre estas muestras y así poder establecer si existe o no una relación entre ellas.

1.1. Objetivos

En el presente proyecto de tesis de fin de grado se ha trabajado con muestras recogidas en la zona de Cehegín (Murcia) y Alcalá la Real (Jaén), situada en las Zonas Externas de la Cordillera Bética, y se han comparado con muestras de las Zonas Internas de la Cordillera Bética, concretamente muestras de cuerpos presentes en Orihuela (Alicante) y Santomera (Murcia) (fig.1). Con el objetivo de describir y comparar la composición química y petrográfica de las ofitas de las Zonas Externas de la Cordillera Bética y determinar su naturaleza, así como elaborar un modelo de génesis de las ofitas y su evolución utilizando datos petrológicos y geoquímicos.



Figura 1 - Mapa general con la localización de los cuerpos estudiados en este trabajo (modificado de: Google Earth, 2017).

1.2. Antecedentes

Los primeros trabajos en los que se comienza a ver citadas a las ofitas son pertenecientes a autores franceses, los cuales están incluidos en una revisión bibliográfica de la Tesis Doctoral de Lago (1980).

Dentro de los años 60 se encuentran los trabajos de Fontboté y Quintero (1960) citando la existencia de *pillow-lavas* en Granada y Busnardo y Chenevoy (1962) que estudiaron afloramientos de doleritas jurásicas comparándolas con las ofitas.

El trabajo de Vera (1969) cita a las ofitas y expone un posible origen de éstas, mientras que Sanz de Galdeano (1973) recoge datos petrográficos de afloramientos de ofitas al Sur de Jaén. A estos trabajos se le suman los estudios de Peyre (1974) y Cruz San Julián (1974) sobre afloramientos del Trías de Antequera. También se encuentra la Tesis Doctoral de García-Cervigón (1973) sobre la mineralogía y geoquímica de las ofitas en el Este de la Cordillera Subbética, al NW de Murcia. Más tarde García-Cervigón et al. (1976b, 1977a, 1977b) estudió las alteraciones hidrotermales de las ofitas y de las mineralizaciones de hierro asociadas a ellas. En los años 70 también se encuentran los trabajos de García-Rossell y Fenoll (1972) y Fenoll y García-Rossell (1974) sobre mineralizaciones de “ocres rojos” en la provincia de Jaén, y el trabajo de García-Cervigón (1976a) sobre los afloramientos de Cehegín (Murcia).

Se conoce la Tesis Doctoral de Gözl (1978) como un nuevo enfoque petrológico de las ofitas del Norte de Murcia, comparándolas con las diabasas del NE de América y relacionando la génesis del magmatismo en un proceso de *pre-rifting* que dio lugar a magmas toleíticos. Además, describió la paragénesis metamórfica de las ofitas del Norte de Murcia de bajo grado. En el trabajo de Van de Fliert *et al.* (1979) se realizaron las primeras dataciones radiométricas en ofitas del área de Cantar (Murcia), que oscilaban sobre los 100 y 118 M.a. (Cretácico Superior). Puga y Ruíz-Cruz (1980) realizaron el primer estudio petroquímico en ofitas triásicas de la zona Subbética y propusieron una génesis de origen distensivo, propio de *rift* continental, además de explicar el rejuvenecimiento de las dataciones hechas por Van der Fliert (1979) mediante la posibilidad de un metamorfismo orogénico. A los estudios mineralógicos se les suma el trabajo de Ruiz-Cruz y Lunar (1982) que presentaban la posibilidad de metamorfismo de contacto. La zonación metamórfica en el contacto entre ofitas y sedimentos triásicos como consecuencia de la intrusión del magma básico en estos sedimentos se estudió por Ruiz-Cruz y Barceló (1984). El metamorfismo de contacto entre ofitas y sedimentos encajantes también fue estudiado por Poblet y Solans (1989). En cuanto a trabajos petrográficos se encuentra el llevado a cabo por Acosta *et al.* (1983), quienes estudiaron los afloramientos de ofitas de Cuevas del Campo, identificando tres facies características de los cuerpos ofíticos (borde, centro y pegmatoides).

Posteriormente se manifestaría por primera vez en la literatura geológica de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas la existencia de metamorfismo orogénico de bajo grado en el afloramiento de ofitas de Archidona (Málaga) por Puga *et al.* (1983) y Morten y Puga (1983). Puga *et al.* (1983) estudiaron estas transformaciones y citaron como causa posible del

metamorfismo la subducción a lo largo del límite entre las Zonas Externas y las Internas de las Cordilleras Béticas, que había sido propuesto por Puga (1980). Los estudios de piroxenos sódicos neoformados como consecuencia de este metamorfismo fueron estudiados por Morten y Puga (1983), así como propusieron una posible explicación al metamorfismo en relación con la subducción del Trías de Antequera durante la evolución geodinámica de las Cordilleras Béticas. A mediados de los 80 comienzan a introducirse nuevas investigaciones del magmatismo Mesozoico de las Zonas Externas, entre otros, Puga y Díaz de Federico (1988) concluyen que las ofitas son manifestaciones subvolcánicas básicas de afinidad geoquímica toleítica a transicional que sufrieron metamorfismo de bajo grado ligado al cruce de las ofitas en la corteza continental adelgazada en un ambiente tectónico de *rifting*. Similar a este estudio es el trabajo de Muñoz (1986), que establecía una similitud entre las ofitas y las eclogitas de la Zona Bética, de origen magmático alcalino. El primer intento de datación del magmatismo Mesozoico en las Zonas Externas fue llevado a cabo por Puga *et al.* (1988). Más tarde Puga *et al.* (1989b) estudiaron la evolución del magmatismo Mesozoico en las Zonas Externas. A este trabajo se le sumó el de Puga y Díaz de Federico (1988) para caracterizar el quimismo de las ofitas, cuya evolución magmática correspondería a un cambio en el régimen tectónico dominante durante la evolución Mesozoica de las Zonas Externas, variando desde distensivo en el Trías, hasta transtensivo a partir del Jurásico Medio.

Relacionados con el vulcanismo del Jurásico son los trabajos de Comas *et al.* (1986), Puga (1987) y Puga y Portugal (1989), donde se estudia el vulcanismo básico de la *Provincia Magmática Subbética*, la cual se caracteriza por una alineación fisural de coladas. Trabajos similares sobre las ofitas que aportan nuevos datos son los de Aguirre *et al.* (1995), Morata (1990), Morata y Puga (1992), (1993), Morata *et al.* (1992), Pérez-López y Morata (1993), Puga *et al.* (1991b).

Más cercano a la actualidad se sitúa el trabajo de Tesis Doctoral de Matrangolo (2007), la cual realiza un estudio de la génesis y la evolución del magmatismo básico en las sucesiones carbonáticas del Complejo Alpujárride y reserva un apartado para las ofitas de la zona de Orihuela. En el Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Alicante se ha realizado una tesis de grado, de la estudiante Aleksandra Ivanova y dirigida por el profesor Javier Martínez. Este trabajo se centra en las ofitas de la provincia de Alicante y se aportan datos de petrografía XRF y SEM, obteniendo como resultado rocas de composición gabrónica con carácter subalcalino que tendrían su origen en dorsales oceánicas y *rifting* continental.

2. Geología Regional

La Cordillera Bética se extiende por el sur de la Península Ibérica abarcando desde Cádiz hasta Alicante y extendiéndose hasta las Islas Baleares. Generada durante el cierre del *Tethys* Occidental, la Cordillera Bética se formó durante la orogenia alpina y queda incluida en el conjunto de cadenas alpinas que rodean el Mediterráneo occidental (Alfaro et al., 2004). En función de la litología y del grado de deformación que les afecta, la Cordillera Bética se divide en tres grandes unidades geológicas: las Zonas Externas, las Zonas Internas y el Complejo del Campo de Gibraltar (Vera, 1994, 2004), cubiertas en algunas zonas por Cuencas Neógeno-Cuaternarias (fig.2).

Las Zonas Externas de la Cordillera están constituidas por rocas sedimentarias pertenecientes al Mesozoico y Terciario que se depositaron al sur del Macizo Ibérico durante la ruptura de Pangea y están caracterizadas por una tectónica más superficial que el resto de las unidades de la Cordillera Bética, por lo que se le considera como zonas carentes de metamorfismo (García-Hernández et al., 1980; Alfaro et al., 2004).

Como consecuencia de la tectónica distensiva durante el Triásico-Jurásico se desarrollaron manifestaciones ígneas básicas tanto en las zonas Internas como en las Externas. En las Zonas Externas este magmatismo se ve representado por doleritas y basaltos en su mayoría y se extiende en un área de alrededor de 50 x 400 km que abarcó el periodo desde finales del Triásico hasta principios del Cretácico, teniendo su clímax en el Titoniano (Puga et al., 1989b).

Las Zonas Externas de la Cordillera Bética han sufrido durante el Mesozoico una evolución propia de margen continental fracturado, tras ello sufrió varios episodios de *rifting* que abarcaron el periodo Triásico-Cretácico Superior (Vera, 1988, 2004), pasando a ser un margen convergente a partir del Paleoceno y tras ello, durante el Mioceno Inferior-Medio, ocurriendo la colisión continental (Martín-Algarra, 1987). Durante la orogenia Alpina los materiales del margen meridional de la Placa Ibérica se estructuraron en dos unidades diferentes: el Subbético y Prebético. Estas zonas se han dividido en función de la estratigrafía de los materiales Jurásicos que las componen como: Prebético Interno y Externo y Subbético Interno, Medio y Externo.

Las ofitas aparecen las facies Keuper de la Zona Subbética cuya zona está relacionada con las primeras etapas de *rifting* en las que se depositaron los sedimentos triásicos en las que tras un adelgazamiento de la corteza cortical comenzó un ascenso astenosférico que formaría estas manifestaciones ígneas. Tras esta primera etapa, a finales del Lías, tuvo lugar la ruptura de la plataforma carbonatada y un adelgazamiento de la corteza continental que causó la profundización de la cuenca, donde aparecieron nuevas manifestaciones ígneas básicas como

coladas submarinas y *sills* (García-Hernández et al., 1980; Díaz de Federico, et al., 1980; Vera, 1988; Puga et al., 1989b).

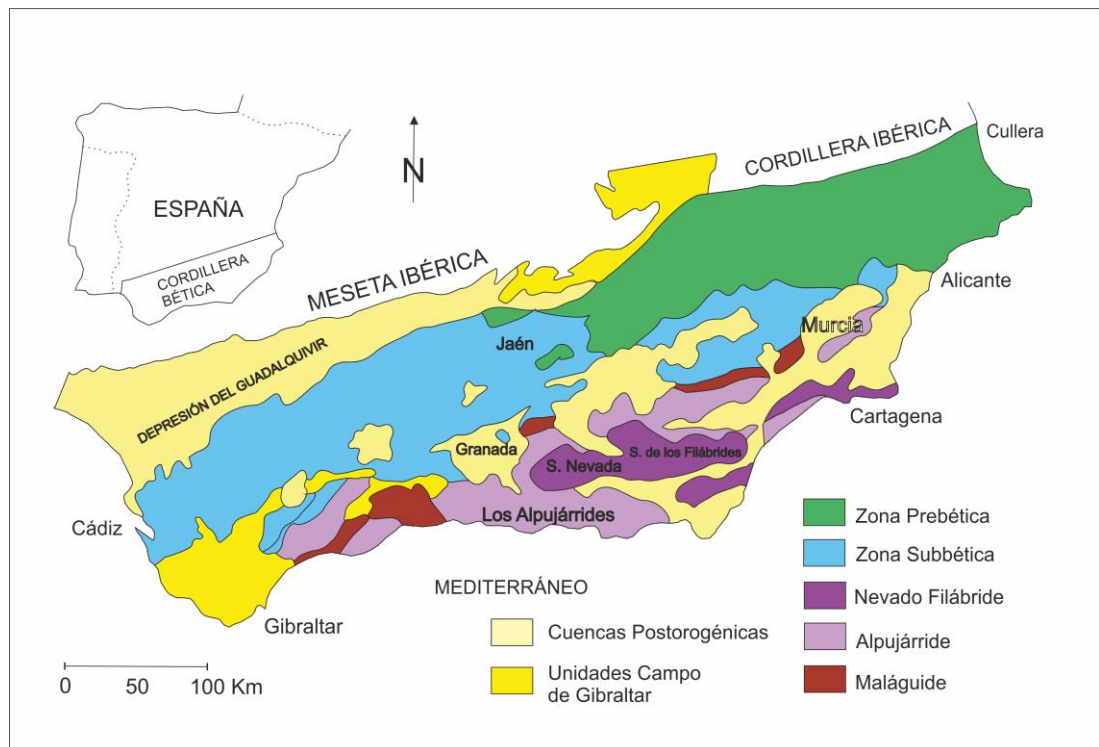


Figura 2 - Esquema de la Cordillera Bética. Modificado de Fernández y Gil (1989).

Las facies Keuper donde se encuentran las ofitas afloran junto a las facies Muschelkalk del Triás germánico en el sector central de la Zona Subbética. Las facies Buntsandstein no se reconocen bien en las Zonas Externas. Las facies Keuper afloran desde la Meseta hasta las zonas más Meridionales, teniendo su mayor potencia en la parte central de las Zonas Externas, mientras que las facies Muschelkalk, principalmente carbonáticas, se extienden por todas las Zonas Externas con mayor potencia en las zonas más Meridionales. Los sistemas deposicionales del Trias de la Zona Sudibérica parecen estar relacionados con un proceso inicial de *rifting* del Paleomárgen Sudibérico, presentando una estructuración muy compleja y constituyendo principalmente el substrato estratigráfico original del Subbético Medio. En el sector Occidental afloran extensamente los materiales triásicos Subbéticos, formando parte de un complejo olistostrómico (Martín-Algarra, 1987; Pérez-López *et al.*, 1991).

Las ofitas aparecen en materiales de facies Keuper que afloran en la Zona Subbética. Está constituido principalmente por arcillas carbonatadas de colores abigarrados con frecuentes intercalaciones de yesos, lutitas carbonatadas y carbonatos, a veces carniolares, de colores

ocres y grises. Son difíciles de datar debido a que se encuentran como cuerpos subvolcánicos intrusivos entre estos materiales triásicos.

Dentro de las facies Keuper de las Zonas Externas, formadas por afloramientos detrítico-evaporítico, de edad Carniense según el registro de paleoflora, es donde se encuentran los afloramientos más importantes de ofitas (Bessems, 1982; Bessems y Simons, 1982; Pérez-López *et al*, 1991).

3. Metodología

Para realizar el estudio de las ofitas en este trabajo se han llevado a cabo varias técnicas de estudio petrográficas y geoquímicas, así como varios días de trabajo de campo donde se han reconocido los afloramientos de ofitas tanto de las Zonas Externas como de las Zonas Internas, tomando muestras de cada uno de ellos, realizando una descripción del objeto de estudio *in situ* y tomando medidas de las fracturas que presentan las ofitas de las Zonas Internas.

En cuanto a trabajo de gabinete, se han estudiado las muestras mediante láminas delgadas y microscopio óptico y microscopio electrónico de barrido. Además, se han realizado análisis químicos en las muestras de mano utilizando espectroscopía de fluorescencia de rayos X.

3.2. Técnicas analíticas

3.2.1. Microscopio óptico

El microscopio óptico se ha utilizado con el fin de poder visualizar los diferentes minerales que conforman la roca e identificarlos, así como estudiar la textura de las rocas y poder clasificar la roca gracias a la polarización de luz que nos permite utilizar los filtros polarizados, también llamados nícoles, para poder diferenciar y describir la muestra. Esto ocurre debido al aumento de la imagen que el microscopio es capaz de realizar mediante el ocular y los distintos objetivos que lo componen. Para poder llevar a cabo este estudio, se solicitó la creación de varias láminas delgadas de cada una de las muestras recogidas en campo. El microscopio petrográfico que se ha utilizado en este estudio es un *Zeiss Axioscop* con cuatro objetivos de diferente aumento (2.5x, 5x, 10x y 20x).

3.2.2. Espectroscopía de fluorescencia de rayos X (FRX)

Con la finalidad de desarrollar un análisis químico elemental de los diferentes afloramientos de ofitas, se ha utilizado la fluorescencia de rayos X como técnica espectroscópica que utiliza la emisión secundaria o fluorescente de radiación X generada al excitar una muestra con una fuente de radiación X. Este análisis nos permite obtener valores tanto cuantitativos como cualitativos de los elementos comprendidos entre el flúor y el uranio.

En este estudio se han utilizado los Servicios Técnicos de Investigación de la Universidad de Alicante, la cual utiliza un espectrómetro secuencial de rayos X (PHILIPS MAGIX PRO) equipado con tubo de rodio y ventana de berilio. El conjunto del sistema es controlado por un ordenador externo, en el que se ejecuta un paquete de software analítico llamado *SuperQ*.

Para poder realizar estos análisis se ha llevado a cabo una previa pulverización de las muestras a analizar mediante el molino de bolas *Pulverisette 6*.

4. Afloramientos

4.1. Zonas Internas

4.1.1. Orihuela

El afloramiento de las ofitas de Orihuela que se muestreó en este estudio se encuentra en la Sierra de Orihuela, cercano al túnel de la carretera N-340 Crevillente-Murcia (fig.3). Este afloramiento tiene el nombre de Cantera de Oriolet, la cual se conoce por su explotación de mercurio. Aunque la relación entre las ofitas y el mercurio no se ha establecido.

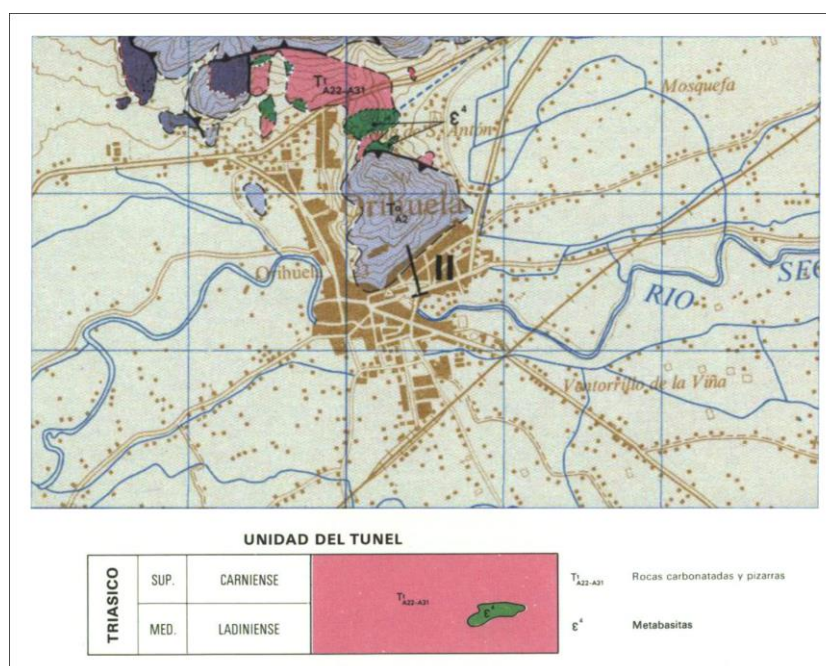


Figura 3 - Unidad del Túnel de la hoja 913, donde se encuentran las ofitas de Orihuela (IGME).

Estas ofitas aparecen entre rocas carbonatadas y pizarras del Triásico y se conocen como Unidad Túnel, agrupadas en la formación San Antón en la cartografía recogida por el IGME en la hoja del MAGNA 913 (Orihuela). La formación San Antón comprende rocas carbonatadas con intercalaciones de pizarra y cuarcitas donde el afloramiento de ofitas, referidas como metabasitas, se han interpretado como *sills* básicos (fig.4). Las ofitas se encuentran en las partes superiores de la serie carbonatada, sin embargo, la zona es difícilmente identificable para hacer una estratigrafía exacta debido a la fuerte tectónica sufrida. Se trata de rocas de un color gris verdoso característico, de grano fino-medio en su mayoría, pero con parches de grano más grueso en algunas zonas. Aparecen abundantes grietas rellenas de albita y hematina, variedad especularita. En ocasiones se observa un color verdoso influenciado por la presencia de epidota y alteración de la plagioclasa primaria.



Figura 4 - La línea roja sigue el contacto entre la roca encajante, filitas (derecha) y las ofitas (izquierda).

4.1.2. Santomera

Las ofitas muestreadas en Santomera se recogen dentro de la Unidad Bermejo según la hoja del plan MAGNA 913 (Orihuela), concretamente en la formación Cantares, la cual se constituye de rocas carbonatadas (fig.5).

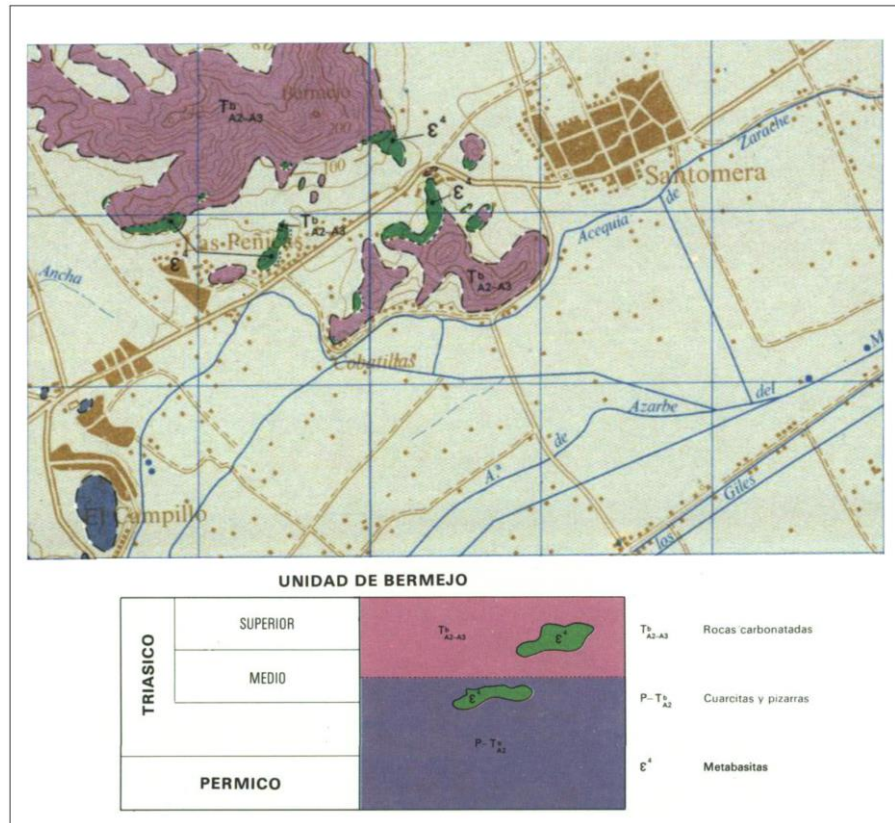


Figura 5 - Unidad de Bermejo de la hoja 913, donde se encuentran las ofitas de Santomera (IGME).

La formación Cantares se conforma, a su vez, de cinco series diferenciadas. Las ofitas se encuentran entre la serie 1 y la serie 2. La serie 1 se compone de capas desde muy finas a muy gruesas de rocas carbonatadas verdosas, amarillo-grisáceas y pardogrisáceas, mientras que la parte basal está constituida por dolomías de color negro. La serie 2 se compone de rocas carbonatadas en capas gruesas a laminares, pizarras verdosas y rocas margosas. Localmente se pueden encontrar pizarras púrpuras y yesos. Entre ambas series se encuentran las ofitas, las cuales aparecen frecuentemente debajo de la trama yesífera basal de la serie 2, variando su espesor. Se presentan en tonos verdosos y grises con grano fino, sobre ellas se superponen manchas de colores ocre y rojizos (fig.6). Este afloramiento además cuenta con pátinas de hematites abundante en la parte superior del afloramiento.



Figura 6 - Afloramiento de ofitas de Santomera. La línea roja separa las ofitas de la roca encajante (izda) y detalle de la roca (dcha).

4.2. Zonas Externas

4.2.1. Alcalá la Real

En la región de Alcalá la Real (fig.7) aparecen algunos cuerpos subvolcánicos de grano medio-grueso. Estos cuerpos pueden ser considerados pequeños *stocks*. Las rocas subvolcánicas cortan rocas arcillosas triásicas de color violáceo.

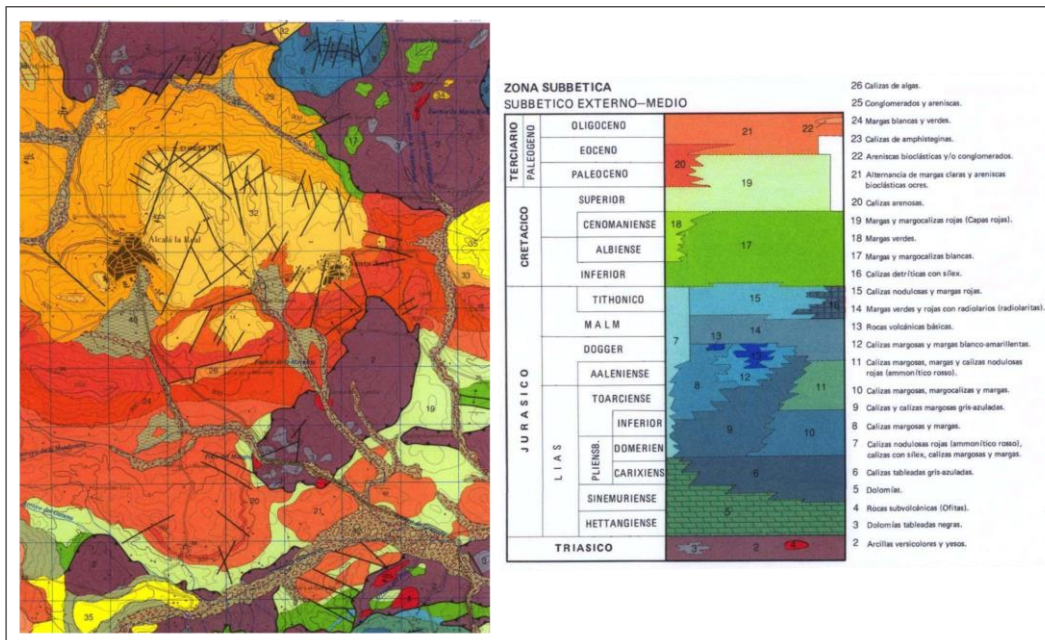


Figura 7 - Mapa geológico de Alcalá la Real (Hoja 990) (IGME) donde se muestran los materiales triásicos donde se encuentran de forma dispersa enclaves de ofitas.



Figura 4 - Zona de contacto entre el cuerpo Ermita Nueva (derecha) y los sedimentos arcillosos del Trías (izquierda). Se observa claramente la zona de alteración hidrotermal por el contacto intrusivo.

En algunas partes se observan claramente zonas de alteración, producidas por la intrusión sobre estos materiales arcillosos. Los cuerpos son homogéneos, no se detectan diferencias entre los núcleos y los bordes.



Figura 5 - Cuerpo de Santa Ana. Se observa grano grueso, cortado por venas tardías de carbonato y muy meteorizado. Algo que ocurre con estos cuerpos es que se meteorizan fácilmente y salvo que se encuentre una cantera reciente es difícil coger roca fresca.

El cuerpo de Ermita Nueva (fig.8) es de grano más fino. En la zona de estudio en los cuerpos de Santa Ana (fig.9) se han descrito procesos de acumulación de olivino (*cumulus*), con formación de dolerita pícritica (Morata y Puga, 1992).

4.2.2. Cehegín

Las ofitas muestreadas de Cehegín se recogieron cerca de Carrasquilla, pedanía del municipio de Lorca. Los afloramientos de ofitas se encuentran entre dos litofacies, Buntsandstein y Muschelkalk (fig.10).

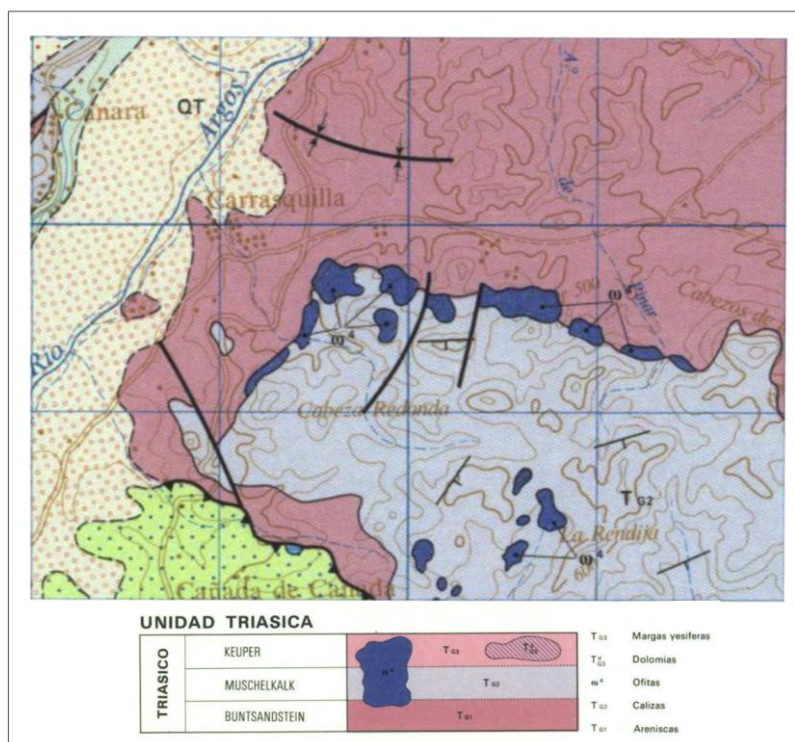


Figura 10 - Afloramiento de ofitas de Cehegín de la Hoja 911 (Cehegín) (IGME).

La serie de Buntsandstein está formada por areniscas abigarradas, cuarzoarenitas y margas de color rojo oscuro con yesos. Por otra parte, el Muschelkalk comienza con un conjunto poco potente y discontinuo de dolomías, seguidas de calizas bien estratificadas en estratos y capas finas con intercalaciones de margas y calizas margosas. En esta zona las ofitas se encuentran muy alteradas debido al fuerte proceso de tectonización. Son característicos los bolos de ofitas que se encuentran dispersos (fig.11).



Figura 11 - Afloramiento de ofitas (izquierda) y bolos (derecha).

4.3. Datos Estructurales

En lo referente a la disposición de las ofitas en la estructura triásica que las encaja, se llevó a cabo una recogida de medidas estructurales donde se midieron las fracturas encontradas específicamente en las ofitas de las Zonas Internas de la Cordillera Bética, concretamente de las zonas pertenecientes a Orihuela y Santomera (fig.12). Las Zonas Externas de la Cordillera Bética se encuentran demasiado alteradas, imposibilitando la recogida de estos datos, es por ello que se han medido los planos y fracturas encontrados en los afloramientos de Orihuela y Santomera, para poder así comparar los comportamientos de ambas zonas respecto a la tectónica general. Además, en estos cuerpos de las zonas Internas se observa un mayor grado de deformación, predominando las estructuras frágiles (agrietamiento y fallas).

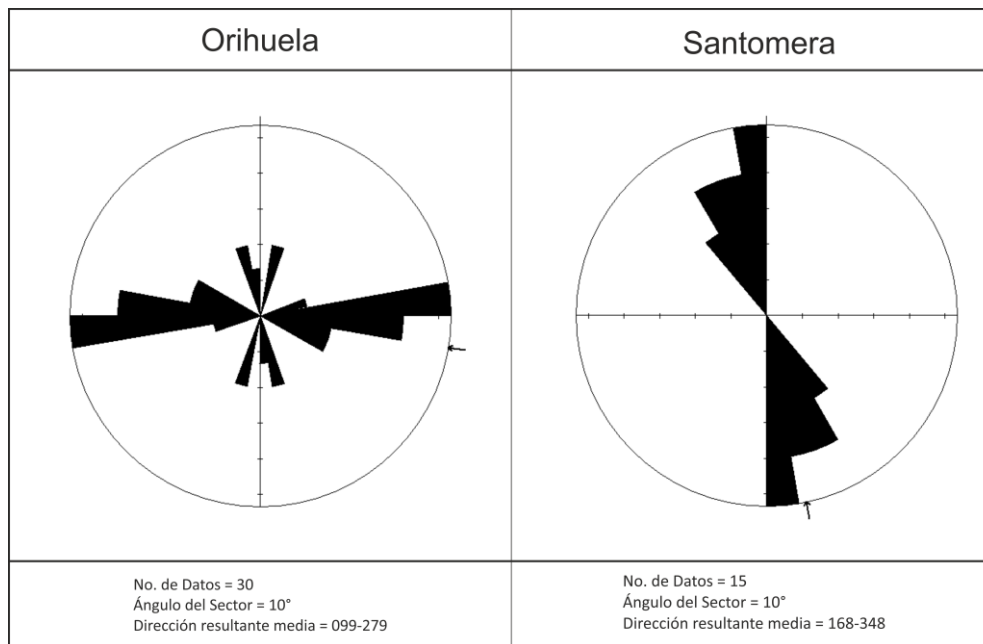


Figura 12 - Diagrama de rosa de los datos de fracturas de los afloramientos de Orihuela y Santomera.

Para el caso del cuerpo de Orihuela se observa una familia de planos, siendo el principal con una clara dirección casi E-W, y dos pequeños grupos con dirección N-S. Estos datos indican claramente que la dirección de los esfuerzos principales que originaron estas estructuras frágiles tenía una dirección casi N-S. Si tenemos en cuenta que los cuerpos fueron emplazados en condiciones someras, este esfuerzo estaría directamente relacionado con la exhumación de estos cuerpos.

Para el caso del cuerpo de Santomera solamente se encontró un familia principal, con una dirección N-S, en una dirección contrapuesta con el de Orihuela.

Los datos recogidos en campo del afloramiento de Orihuela concuerdan con el estudio estructural llevado a cabo por Martín-Rojas et al. (2007) (fig.13), ya que los pliegues estudiados en la zona conservan una vergencia hacia el sur, confirmando que el cuerpo de ofitas ha sufrido esfuerzos en la dirección N-S. Sin embargo, el cuerpo localizado en Santomera no presenta las mismas direcciones. Los datos de Santomera en un principio pudieran significar dos cosas: (1) que estos datos no son representativos del cuerpo, y están influenciados por la poca disponibilidad al afloramiento; (2) o pudiendo significar una rotación de este cuerpo posterior a su exhumación. Según lo observado se sugiere que esta segunda posibilidad sea la apropiada y que la zona donde se encuentra emplazado el cuerpo de Santomera ha sufrido una rotación posterior a su exhumación.

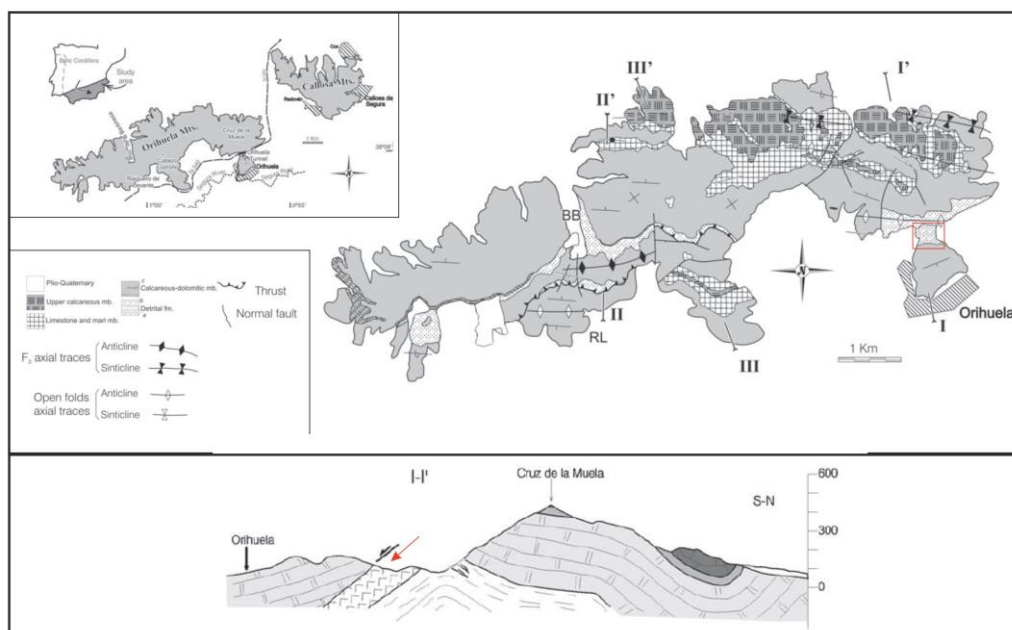


Figura 13 - Situación geográfica del área de estudio y mapa Geológico de la Sierra de Orihuela. En rojo la zona donde aparecen las ofitas. Modificado de Martín-Rojas et al. (2007)

5. Petrología

A continuación, se describen las láminas recogidas tanto en las Zonas Externas como en las Zonas Internas. Las abreviaciones utilizadas para los minerales han seguido la normativa propuesta por Whitney y Evans (2010).

5.1. Zonas Internas

Tabla 1 - Principales minerales encontrados en las muestras de las Zonas Internas.

Muestra	Afloramiento	Pl	Qz	Ep	Bt	Cpx	Chl	Amp	Opq	Hbl
2B	Orihuela	X	X					X		
2A	Orihuela	X	X	X	X	X			X	
3A	Orihuela	X	X	X	X	X	X	X	X	X
3D	Orihuela	X	X	X	X	X		X	X	
4A	Orihuela	X	X	X	X	X	X	X	X	
4B	Orihuela	X	X	X						X
PB-17	Santomera	X	X		X	X	X	X		
PB-18	Santomera		X			X	X	X	X	

5.1.1. Orihuela

La muestra 2B se recogió de uno de los bordes del cuerpo magmático. El grano es tan fino que no permite diferenciar los distintos minerales, sin embargo, sí que se puede apreciar una leve laminación donde en las bandas se distinguen pequeños cristales de plagioclasa y anfíboles azulados. En la muestra 2A de grano fino observamos la peculiar textura ofítica. En ella podemos observar anfíboles verdosos de alto pleocroísmo y clinopiroxenos de tipo augítico. En muchas ocasiones los piroxenos se encuentran alterados a clorita. Algunos de los anfíboles presentan maclas, sin embargo, es difícil distinguirlas. Entre otros minerales se encuentran olivino, moscovita, actinolita y epidota.

La muestra presenta plagioclasas anhedrales sin un maclado definido y de tamaño muy pequeño y plagioclasas de mayor tamaño con maclas y formas más euhedrales en menor cantidad. Los cristales de cuarzo que se encuentran son monocristalinos con extinción ondulante en su mayoría.

En las muestras recolectadas hacia el núcleo del cuerpo como la 3A (fig.14 A y B) se encuentran grandes cristales bien definidos y formas euhedrales en mayor medida que el resto de las muestras. Contiene cristales de plagioclasa bien definidos, utilizando el ángulo de la macla de la albita para determinar su composición, se determinó labradorita. Los cristales de cuarzo anhedrales tienen extinción ondulante, en su mayoría son monocristalinos. Los anfíboles de la muestra son de color verde amarillento, los cristales de biotita con escasos y existe un bajo porcentaje de opacos, alrededor del 2%. Entre los piroxenos, algunos de los clinopiroxenos se encuentran cloritizados mientras que los cristales de ortopiroxeno se encuentran rotos y tienen un rango de color de interferencia entre gris a amarillo. Se pueden observar también feldespatos alcalinos, clinozoisita y hornblenda, así como anfíboles con rebordes azulados.

En la muestra 3D (fig.14 C y D) es notable la disminución del tamaño de cristales en comparación con la muestra 3A ya que se encuentra mucho más alterada. La cantidad de plagioclasa presente es menor que en la muestra anterior y se pierden las formas tabulares y bien definidas. Continúa habiendo una gran presencia de anfíboles de colores amarillo-verdoso donde abundan las formas anhedrales alteradas. Los opacos de la muestra presentan un mayor tamaño que en otras. Los feldespatos se encuentran alterados, hay presencia de epidota y se encuentran grandes superficies de cuarzo con texturas mirmequíticas.

La muestra 4A (fig.14 E y F) es similar a la muestra 3B. Los anfíboles son de color verdoso y en los piroxenos se localizan algunos ejemplos de alteración a clorita con tonos azulados. Es notable la escasa presencia de cuarzo con extinción recta y ondulante, sin embargo, siguen

estando presentes los cuarzos con textura mirmequítica (fig.14 E). Se encuentra biotita en muy baja cantidad, además de feldespato muy alterado y alrededor de un 1% de opacos. En la muestra se pueden diferenciar ortopiroxenos, epidota y labradorita.

La muestra 4B pertenece a uno de los bordes del cuerpo de ofitas de Orihuela. Se trata de una muestra muy alterada donde apenas queda plagioclasa. En esta muestra se pueden diferenciar la presencia de epidota, opacos de gran tamaño, olivino, cristales de cuarzo anhedrales de extinción ondulante y hornblenda. Entre los minerales opacos presentes en las ofitas aparecen tanto óxidos como sulfuros. Entre los primeros destacan magnetita, hematites, ilmenita y goethita y son los más abundantes; entre los sulfuros se identifican pirita y calcopirita, parcialmente alteradas a óxidos de hierro.

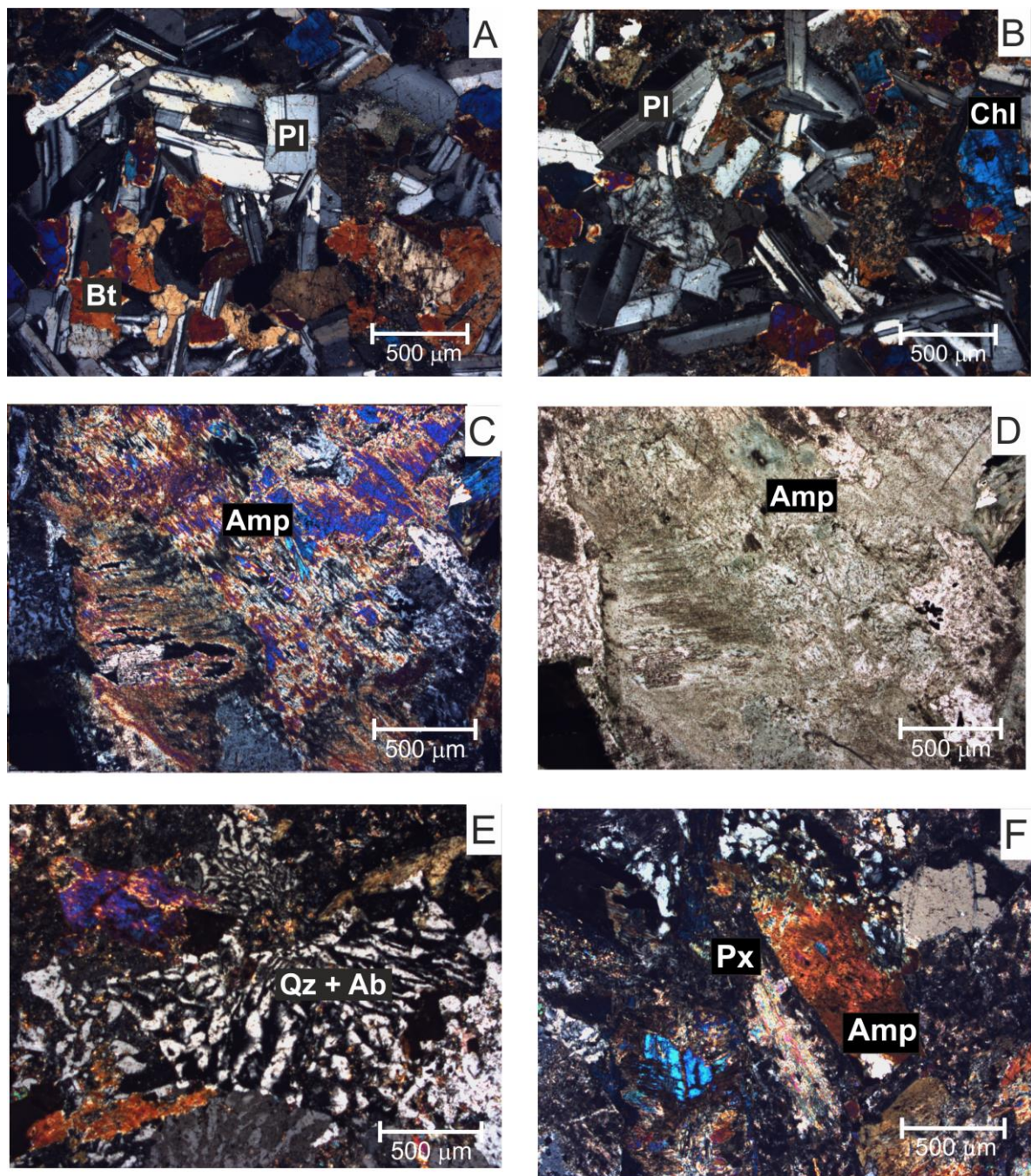


Figura 14 - Láminas delgadas de las ofitas de Orihuela.

5.1.2. Santomera

La muestra PB-17 (fig. 15 C, D, E y F) se conforma de cristales de tamaño medio a grande con una alta cantidad de plagioclasa euhedral de bordes bien definidos y maclas bien visibles. Conserva pequeñas zonas de cuarzo mirmequítico. Se pueden observar cristales de clorita, biotita, anfíboles verdosos, y mica. Los piroxenos son muy frescos y con clivaje a 90°. Los ortopiroxenos (con extinción recta) se encuentran en menor medida que los clinopiroxenos.

Los olivinos presentan colores muy fuertes y en cuanto a los opacos se puede observar como aparecen cerca de la biotita. El cuarzo es escaso en esta muestra, siendo en su mayoría monocristalino con extinción ondulante.

Por otro lado, la muestra PB-18 (Fig.15 A y B) es mucho menos fresca y presenta una mayor alteración. En este caso, la textura de la roca es más dolerítica que ofítica. En ella se puede observar un aumento de la cantidad de opacos y un tamaño de cristal más pequeño. La presencia de anfíboles verdosos ha aumentado y la plagioclasa es casi inexistente y se encuentra muy alterada, así como la presencia de biotita también se ha reducido. El cuarzo está presente tanto en su forma monocristalina como policristalina con extinción recta, siendo muy escaso el cuarzo con textura mirmequítica. Se encuentran tanto clinopiroxenos como ortopiroxenos. Esta muestra presenta también pseudomorfos, a veces llamados fantasmas. Estos pseudomorfos presentan un color verde pleocroico significativo de clorita.

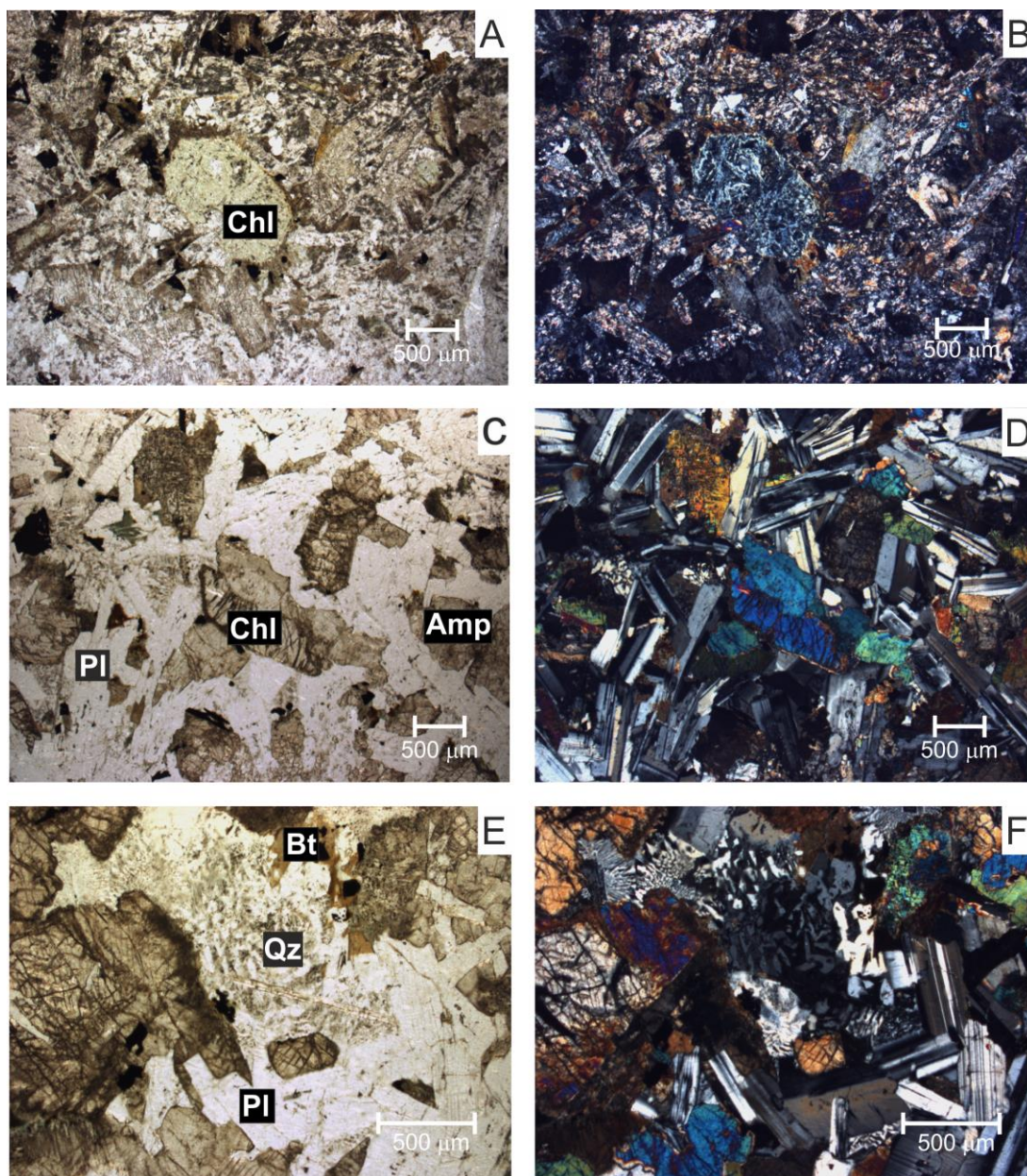


Figura 15 - Láminas delgadas de las ofitas de Santomera.

5.2. Zonas Externas

Tabla 2 - Principales minerales encontrados en las muestras de las Zonas Externas.

Muestra	Afloramiento	Pl	Qz	Ep	Bt	Cpx	Chl	Amp	Opq	Hbl
OCEH-1A	Cehegín	X				X	X		X	
OCEH-2	Cehegín	X	X			X	X	X		
EN-18-1	Alcalá la Real	X	X	X	X	X			X	
W-STANA-1	Alcalá la Real	X	X	X	X	X	X	X	X	X
W-STANA-6	Alcalá la Real	X	X	X	X	X		X	X	

5.2.1. Cehegín

Las muestras OCEH-2 de Cehegín (Fig.16) presentan cristales tabulares de plagioclasa bien definidos en gran cantidad. En ella se pueden observar tanto piroxenos como ortopiroxenos, clorita, biotita en muy poca cantidad, mica y cuarzos monocristalinos con extinción ondulante y, en menor medida, cuarzos policristalinos. La muestra presenta una baja presencia de opacos, todos ellos de pequeño tamaño. Se encuentran además anfíboles verdeazulados. En esta muestra se puede ver, además, procesos de uralitización. Las muestras OCEH-1A se encontraban tan alteradas que resultaba muy complicado distinguir minerales.

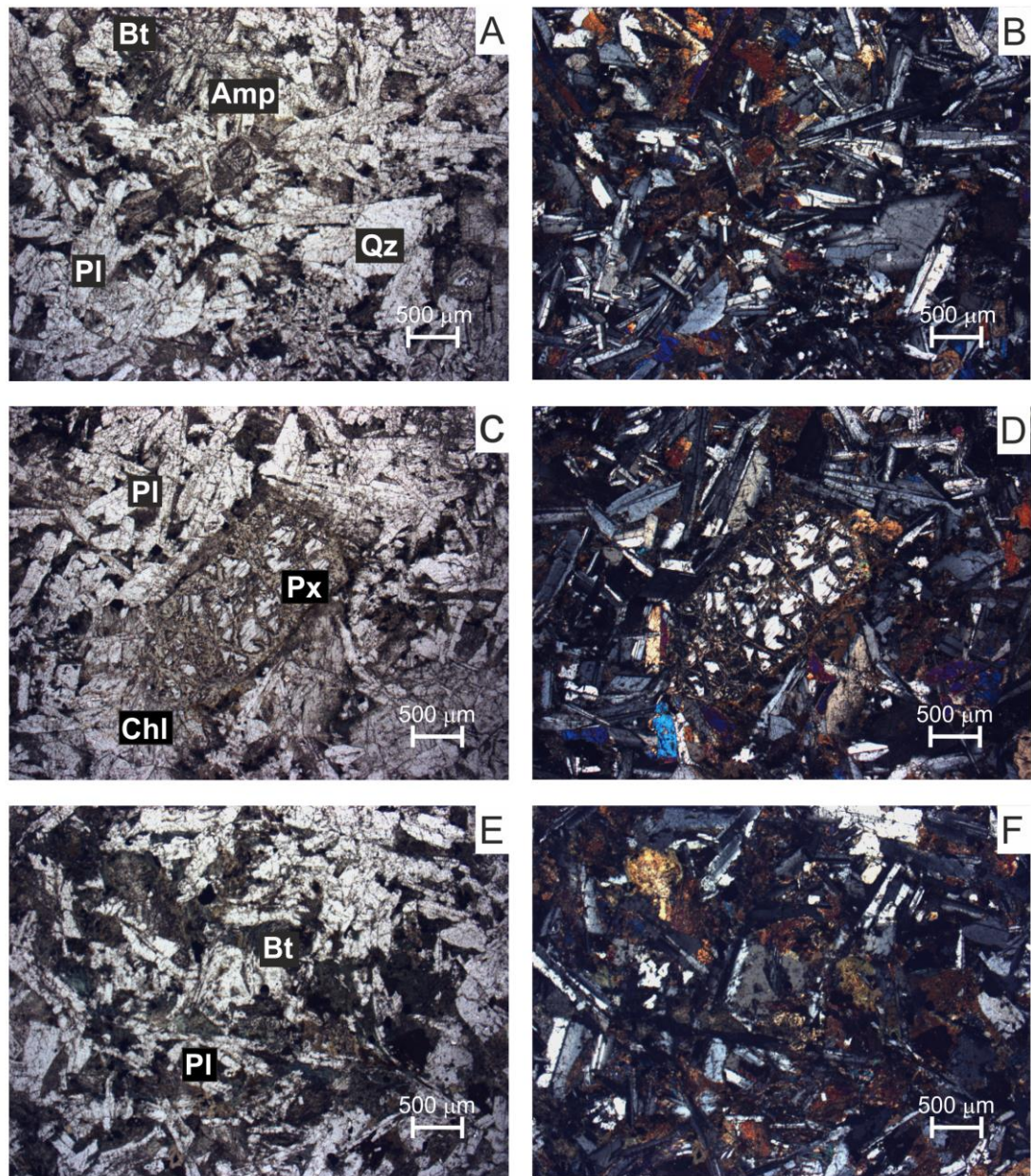


Figura 16 - Lámina delgada OCEH-2 de las ofitas de Cehegín.

5.2.2. Alcalá la Real

La muestra EN-18-1 (fig.17 E y F) fue recogida en Ermita Nueva (Jaén). Se trata de una muestra muy alterada de grano muy fino, con cristales complicados de identificar debido a la alteración sufrida. En la muestra se pueden observar parches de xenocristales actualmente muy alterados y transformados (Fig.17E) además de opacos con forma acicular en mucha cantidad. Se han podido identificar cuarzo, plagioclasa muy alterada, olivino, mica y piroxenos muy alterados. En la región han sido descritos xenocristales de andalucita ya alterados y transformados a espinelas, corindón y otras fases (Morata y Puga, 1992).

La muestra W-STANA-1 (fig.17 A, B, C y D), recogida en Santa Ana, es una muestra muy alterada con una alta cantidad de opacos. Se puede encontrar cuarzo, plagioclasa, ortopiroxenos y clinopiroxenos, además de biotita y mica. Se observa también olivino serpentizado (Fig.14A) formando estructuras tipo peine que denotan que durante la serpentización hubo una extensión. La muestra está conformada por cristales anhedrales en general y de tamaño pequeño.

La muestra W-STANA-6, recogida en Santa Ana, presenta alteración alta donde dominan las plagioclasas euhedrales-subeuhedrales, clinopiroxenos y ortopiroxenos en mayor cantidad respecto a los clinopiroxenos, anfíboles verdosos, clorita, biotita, mica, opacos y cuarzo tanto monocristalino, en mayor cantidad, y policristalino. Además, se observan vetas definidas rellenas.

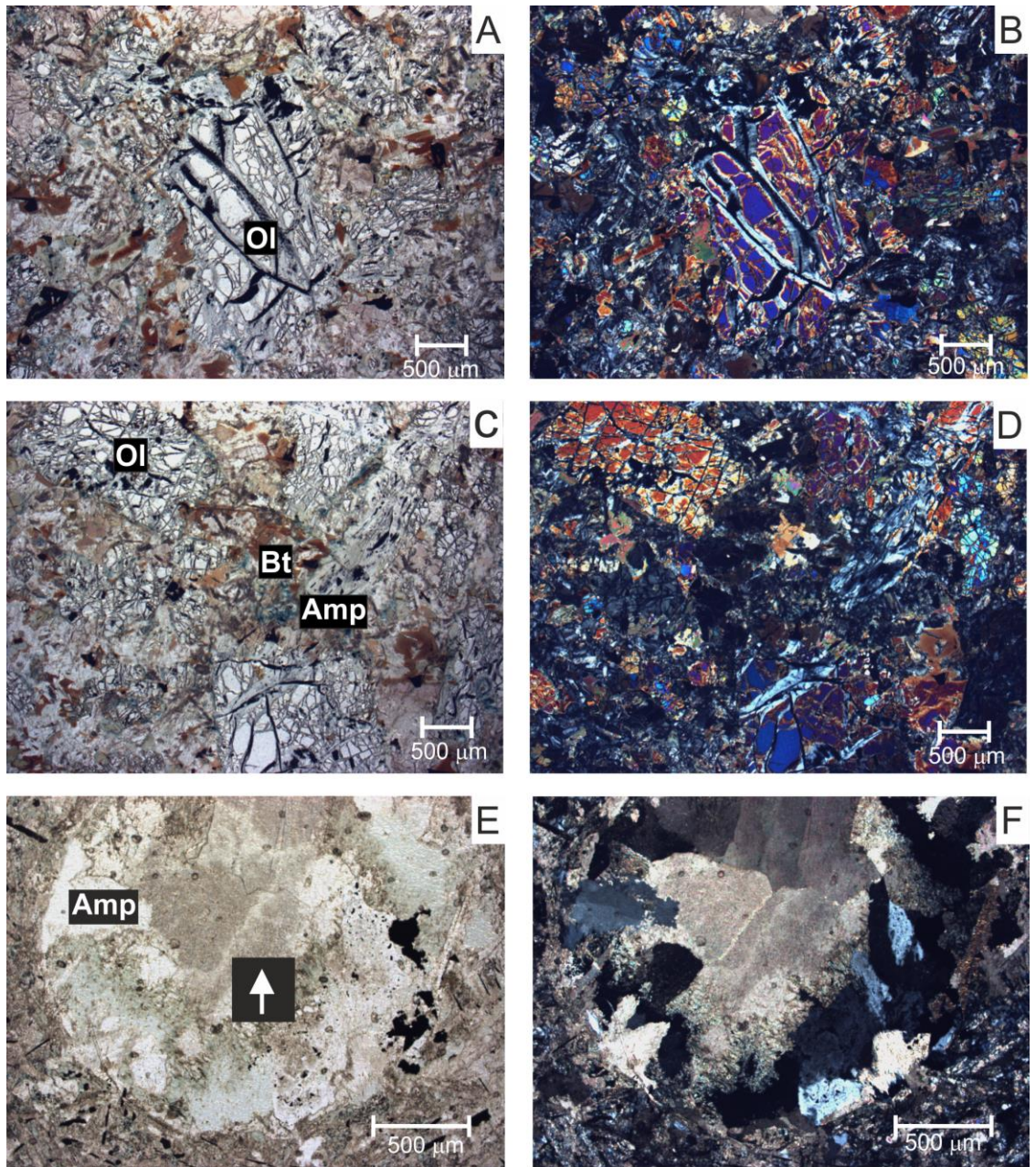


Figura 17 - Láminas delgadas de las ofitas de Alcalá la Real.

6. Geoquímica

6.1. Fluorescencia de rayos X

Tabla 3 - Porcentajes de óxidos mayores de las muestras recogidas en las Zonas Externas e Internas.

Muestra	OCEH-1A	OCEH-2	EN-18-1	STANA-2	O-ST-2	OA-3A	OA-4A
SiO ₂	45.03	48.47	47.82	47.56	50.67	51.01	51.80
TiO ₂	0.96	1.10	1.62	1.47	1.36	0.81	0.91
Al ₂ O ₃	11.85	14.32	13.55	16.11	14.04	14.15	15.01
FeO _{tot}	8.79	9.27	7.52	9.77	11.78	8.81	9.45
MnO	0.15	0.15	0.04	0.12	0.13	0.15	0.17
MgO	7.97	5.75	9.74	6.10	6.13	8.55	6.33
CaO	9.83	9.49	2.27	6.62	8.27	11.59	10.17
Na ₂ O	2.10	2.39	2.19	3.95	2.64	1.71	1.99
K ₂ O	0.63	0.93	2.31	1.44	1.24	0.49	1.37
P ₂ O ₅	0.09	0.11	0.21	0.21	0.15	0.10	0.13
LOI	11.62	6.97	11.90	5.57	2.30	1.21	1.60
Total	99.02	98.97	99.16	98.91	98.69	98.58	98.93

La fluorescencia de rayos X nos ha permitido conocer la composición química de los elementos presentes en las muestras de roca recogidas. De esta manera podemos observar las diferencias en cuanto a geoquímica entre las rocas de las Zonas Externas (Cehegín y Alcalá la Real) y las Zonas Internas (Santomera y Orihuela).

En la tabla 3 se recogen los porcentajes de óxidos mayores que aparecen en las muestras. Tanto las rocas de las Zonas Externas como las de las Zonas Internas muestran una alta concentración de TiO₂, así como de Fe₂O₃, siendo la muestra de Santomera la que mayor contenido en Fe posee.

Las concentraciones de álcalis (K₂O+Na₂O) en las Zonas Externas son mayores en las muestras recogidas en Alcalá la Real en comparación con las muestras de Cehegín. A su vez, el porcentaje de álcalis de las Zonas Externas es mayor que el de las Zonas Internas. Como contraparte, el porcentaje de SiO₂ en las Zonas Internas es ligeramente mayor que en las Zonas Externas.

Las concentraciones de los elementos trazas que se obtuvieron mediante la misma técnica se adjuntan en la tabla 4 del Anexo. Se observa una alta concentración de Sc y Co en las Zonas Internas en comparación con las concentraciones de las Zonas Externas. Las concentraciones de V y Cr, metales de transición son altas en ambas zonas, mientras que las concentraciones de

Sr son mayores en las Zonas Internas, llegando a ser muy bajas como es el caso de la muestra de Ermita Nueva (42.6 ppm).

Para clasificar las muestras de roca estudiadas se han utilizado diferentes diagramas en los cuales representar los resultados de los análisis realizados. Entre otros, se utiliza el diagrama TAS de Cox *et al.* (1979).

En diagrama de clasificación TAS de Cox *et al.* (1979) (fig.18) contraponen los valores de los álcalis mencionados anteriormente con los valores de SiO₂. Este diagrama se divide en zonas para rocas ultrabásicas, básicas, intermedias y ácidas.

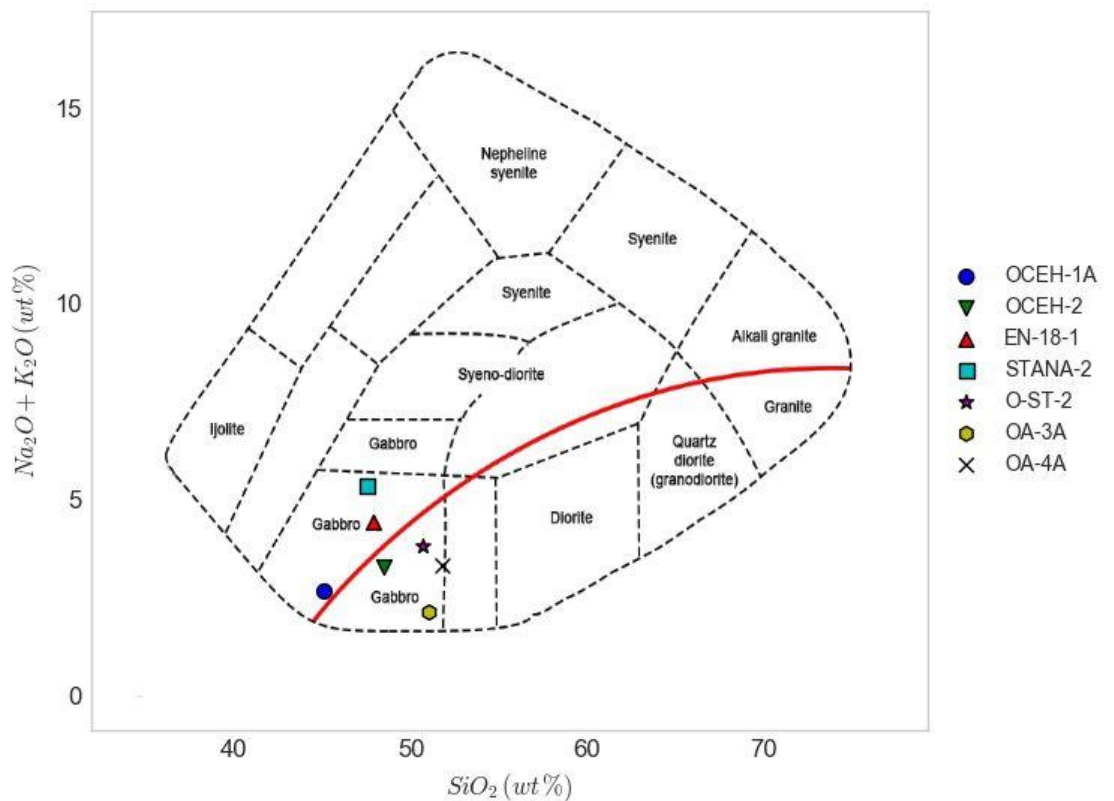


Figura 18 - Diagrama de representación TAS de Cox *et al.* (1979) con las muestras representadas.

El siguiente diagrama utilizado es el diagrama spider (Pearce, 1983) mediante el cual se pueden comparar los valores obtenidos de nuestras muestras con otros normalizadores como lo son N-MORB y Manto primitivo de Sun & McDonough (1989) y compara los elementos raros con valores del condrito (McDonough & Sun, 1995).

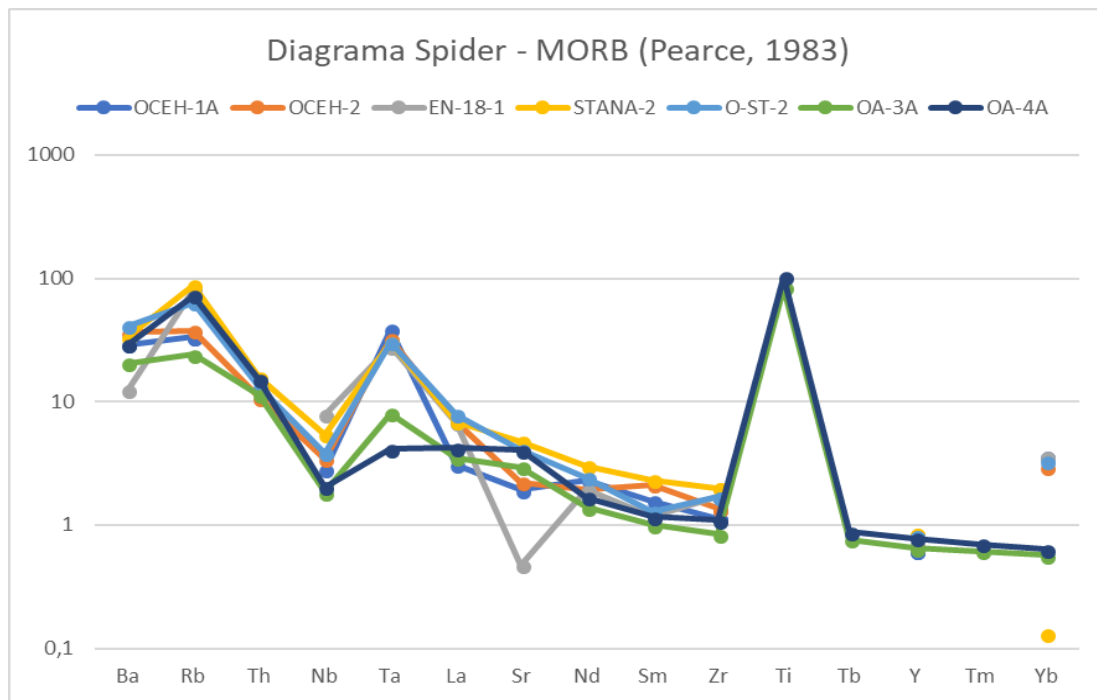


Figura 19 - Diagrama Spider utilizando el normalizar MORB de Sun & McDonough (1989).

El diagrama Spider planteado en este estudio (fig.19) utiliza como normalizador N-MORB de de Sun & McDonough (1989). En este caso, sólo los valores de Orihuela se consiguieron analizar en laboratorio, correspondientes a las líneas verde y azul oscuro (OA-3A y OA-4A), y representan valores pico en Ti.

Otro diagrama utilizado es el llamado diagrama Harker (fig.20), en el cual se representan los valores de SiO₂ en el eje X y se contraponen, en este caso, con los valores de MgO, Al₂O₃, K₂O, Na₂O, CaO y FeO. Estos diagramas son muy frecuentes a la hora de representar los óxidos mayores. Se utiliza para rocas ígneas con diferente contenido de cuarzo porque es el mayor constituyente de la roca y muestra mayor variabilidad de contenido en comparación con otros óxidos.

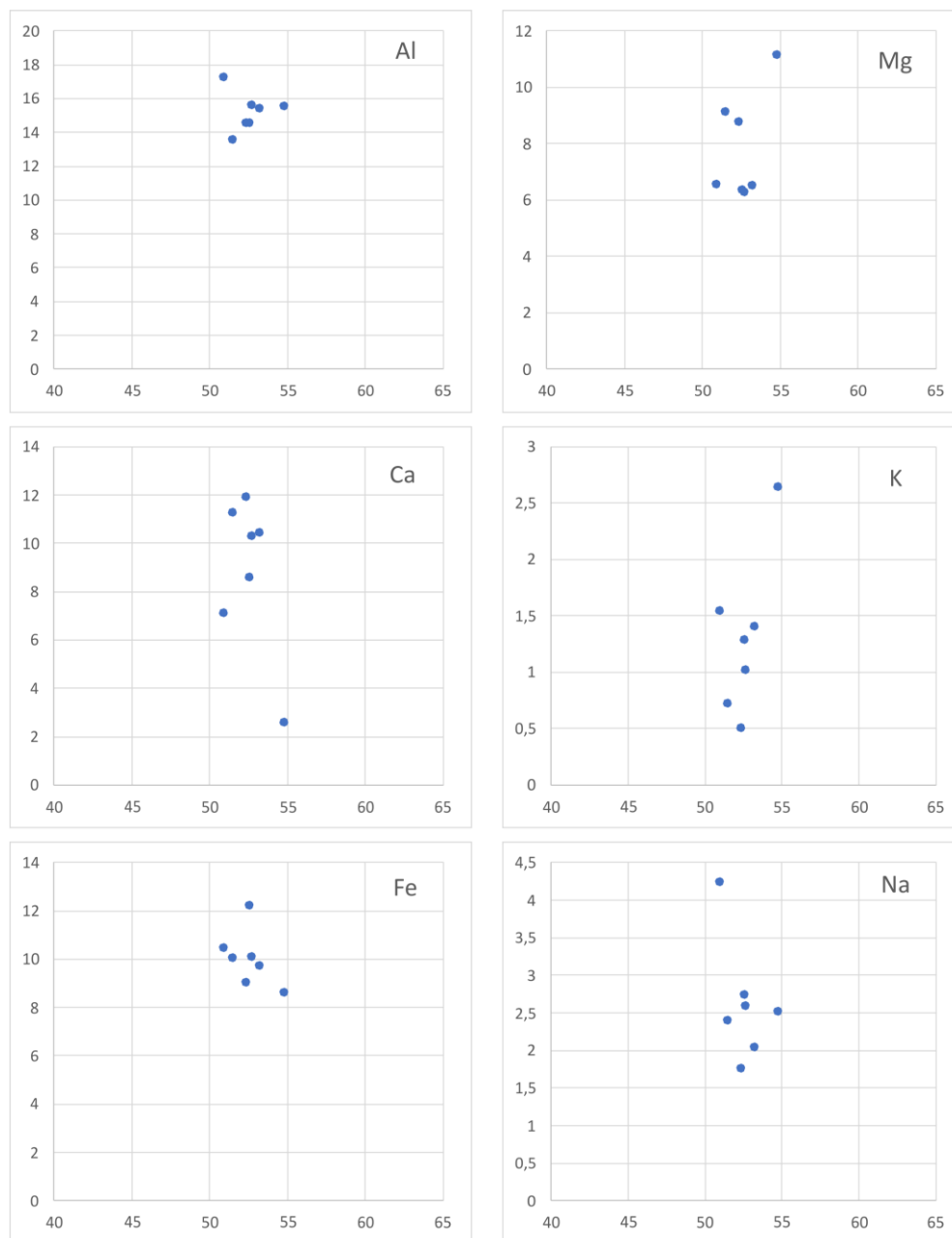


Figura 20 - Diagramas Harker.

El diagrama AFM es muy utilizado para distinguir entre las tendencias toleíticas y calco-alcalinas en las series magmáticas subalkalinas. En este diagrama los ángulos representan los óxidos que le dan nombre, los álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), los óxidos de Fe y el MgO. En el diagrama las muestras de ofitas recogidas se colocan en el límite entre la serie toleítica y la serie calco-alcalina (fig.21).

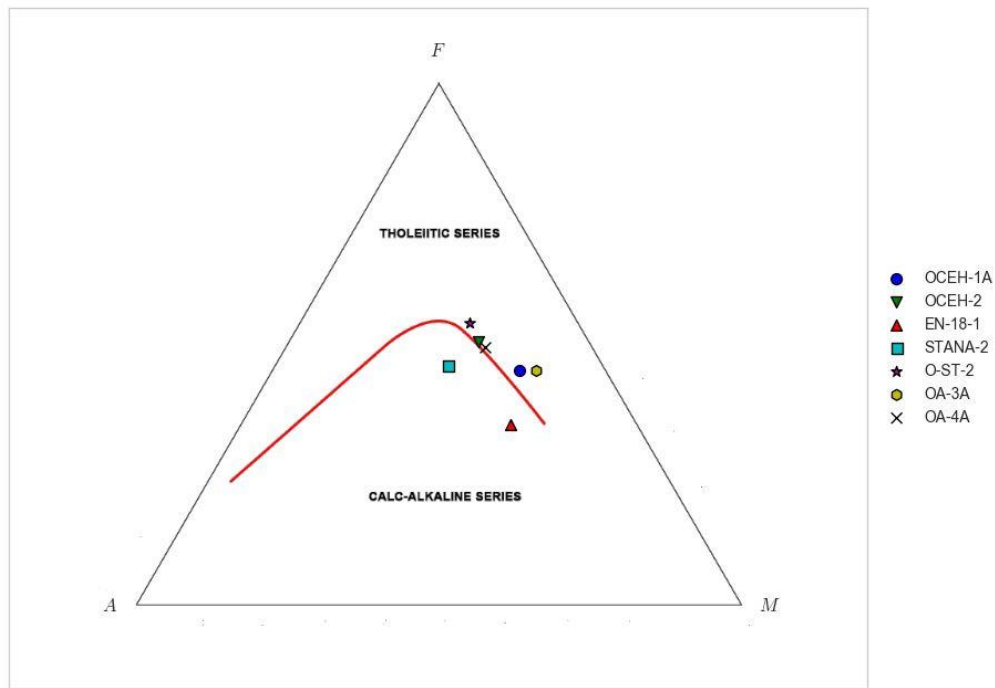


Figura 21 - Representación de las muestras en un diagrama AFM (Irvine and Baragar, 1971).

Las muestras también se han representado en un diagrama parecido al anterior. El siguiente diagrama (Rickwood, 1989) utiliza los cationes para representar las muestras en un triángulo cuyos vértices recuerdan al diagrama AFM ya visto. En este caso, los vértices representan los óxidos de Fe + Ti, el Al y el Mg. En él se puede ver como las muestras pertenecientes a las Zonas Externas son ligeramente más pobres en Mg que las muestras de las Zonas Internas (fig.22).

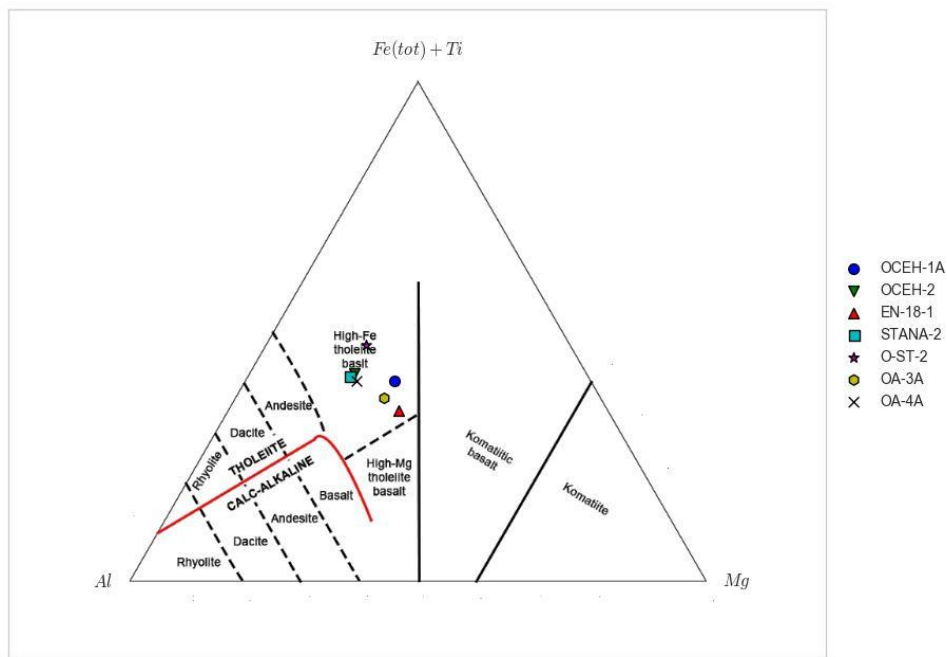


Figura 22 - Diagrama de Rickwood (1989) mediante la representación de cationes.

El uso de los cationes para la representación en diagramas de rocas ígneas también es usado por De la Roche (1980) para clasificar rocas volcánicas y plutónicas, con mayor relevancia sobre las últimas. Se trata de un gráfico bivalente que usa los parámetros R1 y R2, definidos como:

$$R1 = [4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)]$$

$$R2 = 6Ca + 2Mg + Al$$

El problema que presenta este diagrama es su dificultad de uso y comprensión. En el siguiente diagrama, según la representación de las muestras, las rocas de las Zonas Externas se encuentran más repartidas entre los campos de monzonitas, sienitas y sienodioritas, mientras que las muestras de las Zonas Internas se agrupan todas bajo el campo de las monzonitas (fig.23).

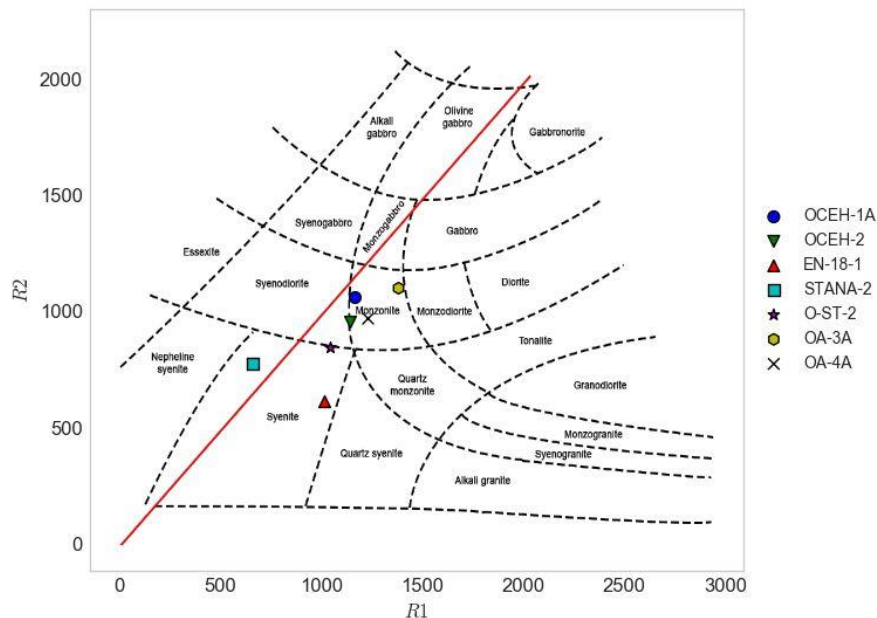


Figura 23 - Diagrama de De la Roche et al. (1980) usando los parámetros R1 y R2.

7. Discusión

7.1. Origen del magma

Para intentar determinar el ambiente tectónico en el cual se generaron los magmas que dieron origen a nuestras rocas se utilizaron diagramas basados en elementos químicos prácticamente inmóviles. Estos diagramas utilizan sobre todo Ti, V, Cr entre otros (Shervais, 1982; Pearce, 1976; Pearce and Cann, 1973). El magma básico que forma las ofitas tiene un origen volcánico de retro-arco de acuerdo con el diagrama Ti-V de Shervais (1982) (Fig. 24). Esto se confirma con los diagramas de Pearce (1976) y de Pearce and Cann (1973) (Figs. 26 y 25

respectivamente) donde el origen de las muestras se relaciona con arcos volcánicos en su mayoría, siendo sus excepciones las muestras de las Zonas Externas de Jaén según las ratios de Zr y Ti presentes en las rocas.

Estos análisis apuntan a orígenes, además, de dorsales meso-oceánicas, los cuales se relacionan con la naturaleza gabrónica de las ofitas según los porcentajes de SiO₂ y álcalis que presentan.

Son rocas clasificadas como basaltos toleíticos de alto contenido en Fe (Fig. 22) y según De la Roche *et al.* (1980) se trata de sienitas y monzonitas, rocas ígneas plutónicas con un alto contenido en plagioclasas y clinopiroxenos pero con menor presencia de cuarzo, relacionadas con magmas alcalinos.

Las ofitas se forman en ambientes de baja presión y una temperatura moderada, provocando un enfriamiento rápido de éstas. Proviene de magmas que probablemente no alcanzaran la superficie terrestre.

El diagrama Ti-V de Shervais (1982) se utiliza para diferenciar entre las toleitas de arco volcánico, MORB y los basaltos alcalinos basándose en la diferencia de comportamiento entre el Ti y V en sistemas de silicatos. En el diagrama las muestras se agrupan en general sobre el plano de MORB (basaltos de las dorsales medio oceánicas) y BAB (basaltos de tras-arco), siendo excepciones las muestras de las Zonas Externas STANA-2 y EN-18-1 pertenecientes a Jaén (Fig. 24).

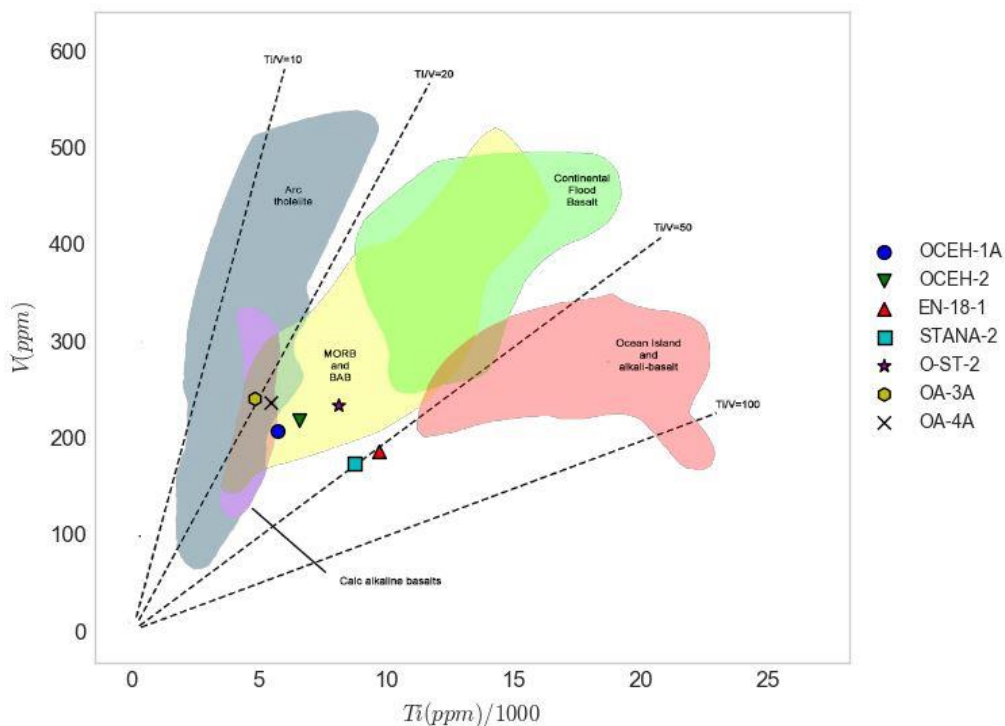


Figura 24 - Diagrama Ti - V de Shervais (1982).

Los resultados del diagrama de Shervais se afirman con el siguiente diagrama de Pearce and Conn (1982). Este diagrama se basa en las diferencias de comportamiento entre Ti y Zr. En él se pueden ver como las muestras vuelven a estar dentro del campo de MORB (Fig. 25).

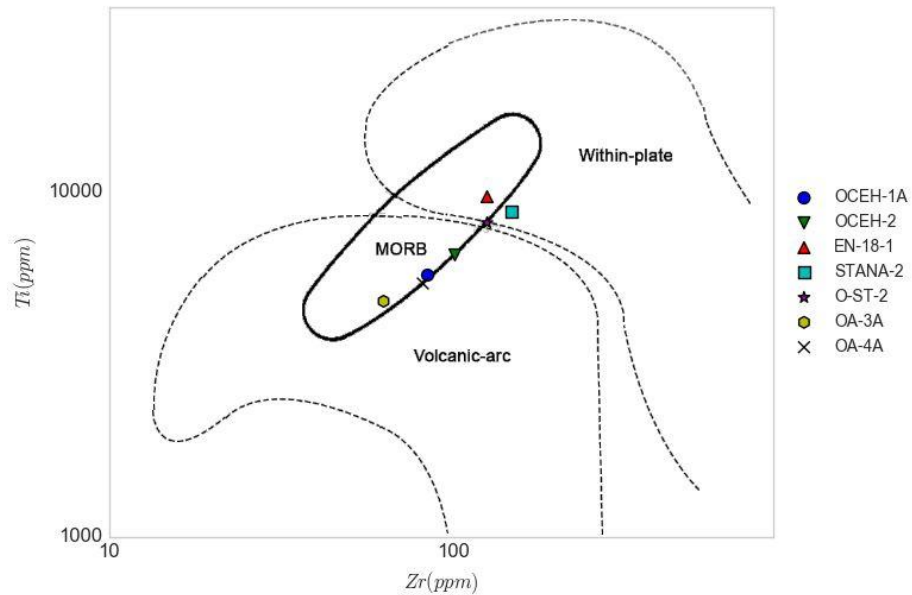


Figura 25 - Diagrama Ti - Zr de Pearce and Cann (1973).

Pearce (1976) calculó funciones basadas en los óxidos mayores para identificar MORB, shoshonitas, toleítas de arco, basaltos calcoalcalinos y basaltos de placa. En los siguientes diagramas se representan esas funciones (F1vsF2) donde las muestras estudiadas vuelven a caer en el área de MORB y en el campo de basaltos calco-alcalinos (Fig. 26).

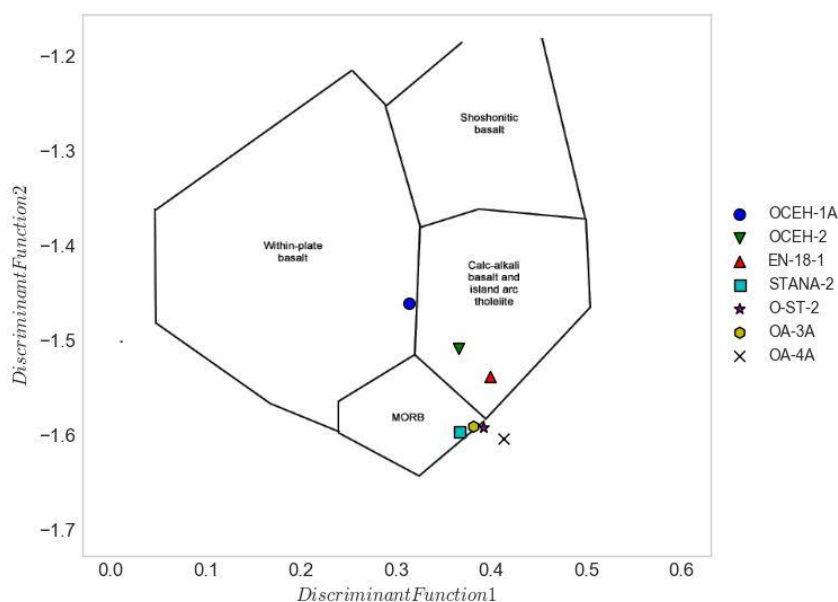


Figura 26 - Diagrama F1vsF2 de Pearce (1976).

7.2. Implicaciones Tectónicas

El origen de las ofitas encajadas en materiales del Triásico se relaciona con la fracturación del supercontinente Pangea. Este proceso distensivo se desarrolló tanto en los dominios de las zonas Internas como Externas, aunque los materiales encajantes presentan características distintas, siendo facies de Keuper en las Externas y calizas y arcillas en las Internas. Tanto las Zonas Externas como en las Zonas Internas han sufrido alteración hidrotermal y metamorfismo, pero son las Zonas Externas aquellas que presentan una alta meteorización y una menor fracturación (evidenciado por el diaclasado) en comparación con las ofitas de las Zonas Internas.

Tras la intrusión de estos cuerpos, las rocas sufrieron los mismos procesos que las rocas encajantes. Estas transformaciones fueron el resultado, según algunos autores, de una subducción a lo largo del límite entre las zonas Externa e Internas (ej. Puga, 1980), o por la colisión oblicua de las Zonas Internas contra el paleomargen subibérico (ej. Crespo-Blanc et al., 2004). Esto se evidencia en la presencia de epidota y en algunos casos bordes más azulados en los anfíboles, característicos de anfíboles sodo-cálcicos (Barroisita-Winchita).

Por otro lado, los resultados estructurales indican que la dirección de los esfuerzos principales que afectaron a las rocas del cuerpo de Orihuela y permitieron su exhumación final fue N-S. Esto corrobora los resultados obtenidos por Martín-Rojas et al. (2007).

8. Conclusión/ Conclusion

En este trabajo de investigación se ha desarrollado un estudio de campo, petrográfico, estructural y geoquímico de rocas hipoabisales de composición básica de distintas zonas en el sureste español. La zona de estudio fue escogida de forma que abarque rocas incluidas en las Zonas Béticas Internas (cuerpos de Orihuela y Santomera) y Béticas Externas (Alcalá la Real y Cehegín). Petrográficamente se determinó que las rocas de las Zonas Internas presentaban mayor grado de alteración hidrotermal y metamorfismo indicado por la presencia de epidota, clorita y bordes azulados en los anfíboles, mientras en las Zonas Externas las rocas presentaban mayor proporción de olivino. Geoquímicamente las ofitas de las Zonas Internas presentaban composiciones más empobrecidas, mientras las Zonas Externas presentaban mayor afinidad calcoalcalina. Por otro lado, los resultados estructurales confirman esfuerzos con una dirección principal N-S durante la exhumación de las rocas del cuerpo de Orihuela, mientras que presenta una dirección E-W en el cuerpo de Santomera.

In this research work there has been developed a field, petrographic, structural and geochemical study of hypoabissal rocks of basic composition from different areas in southeastern Spain. The study area was chosen to include rocks included in the Internal Betic Zones (bodies of Orihuela and Santomera) and External Betic (Alcalá la Real and Cehegín). Petrographically, it was determined that the rocks of the Internal Zones presented a greater degree of hydrothermal alteration and metamorphism indicated by the presence of epidote, chlorite and bluish edges in the amphiboles, while in the External Zones the rocks had a greater proportion of olivine. Geochemically the ophites of the Internal Zones presented poorer compositions, while the External Zones presented greater calc-alkaline affinity. Alternatively, the structural results confirm efforts with a main N-S direction during the exhumation of the rocks of the body of Orihuela, while presenting an E-W direction in the body of Santomera.

9. Referencias

- Acosta Echevarría, A., Pascual Martínez, E., García Cervigón, A. y Martín Rubí, J.M. (1983). Las rocas subvolcánicas de Cuevas del Campo, I. Datos petrológicos. *Estudios geol.*, 39, 261-269.
- Aguirre, L., Morata, D, Puga, E., Baronnet, A., Beiersdorfer, R.E. (1995). Chemistry and crystal characteristics of pumpellyite in a metadolerite from the Archidona region, Subbetic Cordillera, Spain. *Geological Society of American Special Paper* 296, 171-181.
- Alfaro, P., Andreu, J. M., Estévez, A. Tent-Manclús, J. E. y Yébenes A. (2004). *Geología de Alicante*. Universidad de Alicante, 267 pp.
- Besems, R.E (1982). Aspects of middle and late triassic palynology. 4. On the triassic of the External Zone of the Betic Cordillera in the province of Jaén, Southern Spain (with a note on the presence of Cretaceous palynomorphs in a presumed "Keuper" section). *Proceeding of the Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen. Serie B.*, 85 (1), 1- 27.
- Besems, R.E. y Simon, O.J. (1982). Aspects of middle and late triassic palynology. 5. On the Triassic of the Subbetic Zone in the province of Murcia (Betic Cordilleras, Southeastern Spain). *Proceeding of the Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen. Serie B.*, 85 (1), 29-51.
- Busnardo, R. y Chenevoy, M. (1962). Dolerites intrusives dans le Lias et le Dogger d'Andalousie, leurs différentiations pegmatitiques alcalins et aureoles de métamorphisme. *Bull. Soc. Geol. France*, (7), t. XXV, 63-574.
- Comas, M. c., Puga, E., Bargossi, G. M., Morten, L., y Rossi, P. L. (1986). Paleogeography, sedimentation and volcanism of the Central Subbetic Zone, Betic Cordilleras, Southeastern Spain. *N. Ib. Geol. Palaeont. Mh.*, H-7, 385-404.
- Crespo-Blanc, A., Estevez, A., López-Garrido, A.C. Martín-Algarra, A., Molina J.M., Sanz de Galeano, C., Vera, J.A. (2004). Deformación orogénica de las zonas externas Béticas. 387-389. In: *Geología de España*. Vera, J.A. (Ed.). Sociedad Geológica de España.
- Cruz San Julián, J. (1974). Estudio geológico del sector Cañete la Real-Teba-Osuna. Tesis Doctoral. Univ. de Granada, 431 pp.
- Cox, K.G., Bell, J.D. y Pankhurst, R.J. (1979). *The interpretation of the igneous rocks*. Allen & Unwin, Londres, 450 pp.
- De la Roche, H., Leterrier, J., Grande Claude, P. y Marchal, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major elements analyses – its relationships and current nomenclature. *Chem. Geol.* 29, 183-210.

Díaz de Federico, A., Puga, E., Torres-Roldán, R. y Vera, J.A. (1980). Correlation of the phases of deformation, metamorphism and magmatism in the Betic ranges. in. "Géologie des chaînes alpines. Issues de la Téthys. Mem. B.R.G.M., 115, 291-293.

Díaz de Neira, J.A., Enrile, A., Hernaiz, P.P. y López, F. (1988). Mapa Geológico de España (E 1:50000). Hoja de Alcalá la Real nº 990, I.G.M.E. (MAGNA). Madrid: ITGE.

Fenoll Hach-Ali, P. y García-Rossell, L. (1974). Las mineralizaciones de hierro tipo "ocres rojos" en la localidad de Garciez (Jaén), España. Società Italiana Mineralogia y Petrologia. Milano., XXX (2), 597-610.

Fernández, J. y Gil, A. (1989). Interpretación sedimentaria de los materiales triásicos de facies Buntsandstein en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas y en la cobertera tabular de la meseta. Rev. Soc. Geol. España.

Focault, A. Y Raoult, J.F. (1988). Dictionaire de géologie. Ed. Masson (3ª edición), 352 pp.

Fontbote, J. M. Y Quintero, I. (1960). Lavas almohadilladas (pillow-lavas) en los afloramientos volcánicos de la transversal Iznalloz-Jaén (Cordillera Subbética). Notas y Com. Inst. Geol. Min. España, 60, 85-90.

García-Cervigón, A. (1973). Estudio mineralógico y geoquímico de los productos de alteración de rocas ígneas del NW de la provincia de Murcia (España). Tesis Doctoral. Univ. de Granada., 685 pp.

García-Cervigón, A. Estevez, A. y Fenoll Hach-Ali, P. (1976a). Los yacimientos de magnetita del coto minero de Cehegín (Zona subbética, provincia de Murcia). Cuad. Geol. Univ. Granada, 7, 123-140.

García-Cervigón, A., Rodríguez Gallego, M. y Pérez del Villar, L. (1976b). Estudio de una prehnita de origen hidrotermal en Caravaca (Murcia). Estudios geol., 32, 199-204.

García-Cervigón, A., Rodríguez Gallego, M. y Martín Ramos, D. (1977a). Interestratificado regular a 28 Å relacionado con rocas ofíticas alteradas por vía hidrotermal de NW de la provincia de Murcia. Cuad. Geol. Univ. Granada, VII, 61-75.

García-Cervigón, A., Torres Ruíz, J. y Sanz de Galdeano, C. (1977b). Nota sobre los filones hidrotermales asociados a un afloramiento de doleritas en Valdehornillo (Fuensanta de Martos, Jaén). Estudios geol., 33, 275-280.

García Hernández, M., López-Garrido, A.C., Rivas, P., Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. (1980). Mesozoic paleogeographic evolution of the external zones of the Betic Cordillera. Geol. en Mijnv., 59 (2), 155-168.

García-Rossell. L. y Fenoll Hach-Ali, P. (1972). Nota sobre las características de un tipo de magnetita del Trías de la provincia de Jaén. Studio Geológica., IV, 95-102.

Google Earth (2017). Google Earth. Disponible en: <https://earth.google.es> <Consulta: 10-02-2018>

Gölz E. (1978). Basische Eruptiva ("Ophite") im Mesozoikum von Murcia (SE-Spanien). Arb. Inst. Geol. Palaönt. Univ. Stuttgart, 72, 1-101.

Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can. J. Earth Sci., 8, 523-548.

Ivanova, A. (2015). Caracterización petrográfica, mineralógica y geoquímica de las rocas ígneas básicas de la provincia de Alicante. Trabajo de Fin de Grado Universidad de Alicante, España, 65 pp.

Lago, M. (1980). Estudio geológico, petrológico, geoquímico y de aprovechamiento industrial de rocas ofíticas en el Norte de España. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza, 444 pp.

Matrangolo, G. (2012). Genesi ed evoluzione del magmatismo basico nelle sucsione carbonatiche triassiche nel Complesso Alpujarride (Cordigliera Betica) e nelle Unità Appenniniche della Calabria settentrionale. Tesi di dottorato. Università degli Studi della Calabria.

Martín-Algarra, A. (1987). Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética. Tesis Doctoral. Univ. Granada, 1171 pp.

Martín-Rojas, I., Estévez, A., Martín-Martín M., Delgado, F., García-Tortosa, F. J. (2007). New data from Orihuela and Callosa Mountains (Betic Internal Zone, Alicante, SE Spain). Implications for the "Almágride Complex" controversy. Journal of Iberian Geology 33 (2): 311-318.

McDonough, W.F. y Sun, S.S. (1995). Composition of the Earth. Chemical Geology 120: 223-253.

Montenat, C., Egeler, C.G., Rondeel, H.E., Simon, O.J., Van Winkoop, A.A., de Boer, A. y Kampschuur, W. (1972). Mapa Geológico de España (E 1:50000). Hoja de Orihuela nº 913, I.G.M.E. (MAGNA). Madrid: ITGE.

Morata-Céspedes, D. (1990). Estructuras fluidales de las "ofitas" de la Subbética. Bol. Soc. Esp. Min., 13-1, 160.

Morata, D. (1993). Petrología y geoquímica de las ofitas de las zonas externas de las Cordilleras Béticas. Tesis Doctoral. Instituto andaluz de geología mediterránea, España, 342 pp.

Morata, D. y Puga, E. (1992). Aluminium silicate xenocrystals in the "ophites" of the Subbetic Zone (Southern Spain). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 72, 379-387.

Morata, D., y Puga, E. (1993). Los piroxenos de las doleritas triásicas de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas como indicadores petrogenéticos. Bol. Soc. Esp. Min., 15:175-187.

Morata, D., Puga, E. y Aguirre, L. (1992). Very low-grade metamorphism of triassic dolerites from the Archidona region, Subbetic Cordillera, Spain. The Transition from Basalt to Metabasalt: Environments, Processes, and Petrogenesis. IGCP 294. Davis, California, 1992.

Morten, L. y Puga, E. (1983). Augite to chloromelanite transformation in Ophites from the Subbetic Zone, Betic Cordilleras, Spain. *Periodico de Mineralogía-Roma*, Anno 52, 355-367.

Muñoz, M. (1986). Estudio comparativo de cuerpos intrusivos básicos asociados a los materiales de edad triásica de los dominios Subbético y Nevado-Filábride del sector centro-oriental de las Cordilleras Béticas. *Geogaceta*, 1:35-37.

Palassou, P.B. (1778). Mémoire sur l'ophite des Pyrénées. *Journal des Mines*, 9, n° 49, 31-47.

Pérez-López, A., Fernandez, J., Sole de Port, N. y Marquez-Aliaga, A. (1991). Bioestratigrafía del triásico de la zona subbética (Cordillera Bética). *Rev. Esp. Paleont.*, nº extraordinario, 139-150.

Pearce, J.A. (1976). Statistical analysis of major element patterns in basalts, *J. Petrol.*, 17, 15-43.

Pearce, J.A. (1983). Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth C.J. and Norry M.J. (eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich, 230-249.

Pearce, J.A. y Cann, J.R. (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.* 19 (2), 290–300.

Pérez-López, A. y Morata-Céspedes, D. (1993). Estudio preliminar sobre las facies volcanoclásticas de la Formación Zamoranos (Trías Subbético). *Geogaceta*.

Peyre, Y. (1974). *Géologie d'Antequera et sa région. (Cordillères Bétiques-Espagne)*. Thesis. Institut National Agronomique. Paris-Grignon., 528 pp.

Poblet, J. y Solans, X. (1989). Evolución químico-termodinámica de la zonación mineralógica en el contacto de un cuerpo intrusivo básico (Trías de la Dorsal Bética). *Bol. geol. min. IGME*, 100(2), 265-270.

Puga, E. (1980). Hypothèses sur la genèse des magmatismes calcaolcalins, intra-orogénique et postrogéniques alpins, dans les Cordillères Bétiques. *Bull. Soc. geol. France*, (7) t. XXII, 243-250.

Puga, E. (1987). Enclaves de micashistes à silicates d'alumine dans les roches volcaniques basiques mésozoïques de la Cordillère Subbétique: premiers témoins d'un socle, non affleurant, dans les Zones Bétiques Externes (Espagne du Sud). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 305, Série II, 1503-1506.

Puga, E., y Ruiz-Cruz, M. D. (1980). Observaciones petrológicas y geoquímicas sobre el magmatismo básico mesozoico del sector central de la Cordillera Subbética. Cuad. Geol. Univ. Granada, 11:127-155.

Puga, E., y Díaz de Federico, A. (1988). Ofitas versus eclogitas de las Cordilleras Béticas: manifestaciones de un magmatismo continental y oceánico respectivamente. Rev. Soco Ceol. Esp., 1: 113-127.

Puga, E., y Portugal, M. (1989). The recrystallization and partial melting of xenoliths of pelitic rocks and their bearing on the contaminated basalts (Subbetic Zone, Spain). En: Bonin et al. (ed.), Geochemical and Geophysical aspects of the interactions and evolution of magmas and rocks of the crust, Teophrastus Publications, S. A., Atenas, 115-159.

Puga, E., Morten, L., Bondi, M., Bargossi, J.M., Ruíz Cruz, M.D. y Díaz de Federico, A. (1983). Metamorphosed "ophites" from the Archidona region. Subbetic Zone (Spain). Estudios geol., 39, 307-317.

Puga, E., Van de Fliert, J. R., Torres-Roldán, R. L., Y Sanz de Galdeano, C. (1988). Attempts on whole-rock K/Ar dating of Mesozoic volcanic and hypabyssal igneous rocks from the Central Subbetic (southern Spain): a case of differential argon loss related to very low grade metamorphism. Estudios Geol., 44:47-59.

Puga, E., Portugal, M., Díaz de Federico, A., Bargossi, G., y Morten, L. (1989b). The evolution of the magmatism in the external zones of the Betic Cordilleras during the Mesozoic. Geodinamica Acta, 3:253-266.

Puga, E., Díaz de Federico, A., Morata, D, y Morten, L. (1991b). Basic Mesozoic magmatism in the Betic Cordilleras: a comparison between the External and Internal Zones. Plinius, 6, 181.

Rickwood, P.C. (1989). Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. Lithos, 22, 247-263.

Ruíz Cruz, M.D. y Lunar, R. (1982). Datos mineralógicos relativos a las "ofitas" triásicas del sector central de la Cordillera Subbética y a los sedimentos arcillosos que las engloban. Bol. Geol. Min. IGME, XCIII-II, 172-186.

Ruíz Cruz, M.D. y Barceló, G. (1984). Zonación mineralógica en el contacto de un cuerpo intrusivo básico (Trías de la Dorsal Bética). Bol. geol. min. IGME, XCV-III, 255-267.

Sanz de Galdeano, C. (1973). Geología transversal Jaen-Frailes. (Provincia de Jaen). Tesis Doctoral. Univ. Granada, 274 pp.

Shervais, J.W. (1982). Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth. Planet. Sci. Lett., 59, 101-118.

- Sun, S.S. y McDonough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A.D. and Norry M.J. (eds), *Magmatism in ocean basins*. Geol. Soc. London. Spec. Pub. 42, 313-345.
- Van de Fliert, J. R., Hebeda, E. H., Priem, H. N. A., Smet, M. E. M., Yverdum, E. A. T. (1979). Pillow lavas and basic intrusions of Early Cretaceous age in the Cantar area (prov. Murcia), Spain. *Estudios Geol.*, 35:605-608.
- Velando, F. y Paquet, J. (1972). Mapa Geológico de España (E 1:50000). Hoja de Cehegín nº 911, I.G.M.E. (MAGNA). Madrid: ITGE.
- Vera, J.A. (1969). Estudio geológico de la zona Subbética en la transversal de la Loja y sectores adyacentes. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 72, 187 pp.
- Vera, J.A. (1988). Evolución de los sistemas de depósito en el margen ibérico de la Cordillera Bética. *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 1 (3-4), 373-391.
- Vera, J.A. (1994). Geología de Andalucía. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 2.2 y 2.3, 306-316.
- Vera, J.A. (Ed.). (2004). Geología de España. Sociedad Geológica de España Instituto Geológico y Minero de España, Madrid
- Whitney, D. L. y Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, Volume 95, 185–187.

10. Anexo

Tabla 4 - Elementos traza (ppm) obtenidos del análisis de las rocas de las Zonas Externas e Internas (LLD: significa que el valor está por debajo del límite de detección).

Muestra	OCEH-1A	OCEH-2	EN-18-1	STANA-2	O-ST-2	OA-3A	OA-4A
Sc	20.90	20.90	19.40	21.00	22.80	40.94	36.49
V	209.00	220.60	187.50	175.40	236.50	242.76	239.26
Cr	429.80	138.30	172.30	293.30	97.00	427.24	182.23
Co	42.90	37.80	15.50	31.50	25.00	135.67	59.95
Ni	74.50	<LLD	144.70	<LLD	33.20	105.60	69.52
Cu	100.50	21.10	129.00	38.00	90.20	74.61	106.13
Zn	59.60	199.30	21.10	45.90	40.30	89.54	72.06
Ga	16.10	17.30	19.60	18.80	19.00	15.70	17.37
As	<LLD	<LLD	0.70	<LLD	6.30		
Rb	18.80	21.10	45.50	49.60	35.80	13.55	40.53
Sr	173.90	199.30	42.60	427.50	367.80	265.90	364.67
Y	17.20	19.00	19.60	24.20	23.00	18.22	21.74
Zr	83.80	100.70	124.70	146.90	124.70	62.30	81.10
Nb	6.60	8.00	18.30	12.70	8.90	4.29	4.73
Mo	<LLD	<LLD	0.60	<LLD	2.20	2.38	2.17
Sn	0.40	1.80	2.00	0.10	3.20	0.95	1.41
Cs	<LLD	<LLD	<LLD	<LLD	<LLD	1.24	1.93
Ba	184.10	229.30	78.20	211.80	260.80	129.13	183.28
La	7.70	17.20	16.80	17.20	19.60	8.73	10.57
Ce	29.60	21.60	32.70	46.20	32.30	17.89	21.93
Nd	17.00	14.10	14.30	22.00	17.70	10.18	12.21
Sm	4.10	5.60	3.10	6.10	3.40	2.65	3.07
Yb	11.10	9.10	10.90	0.40	10.00	1.73	1.94
Hf	10.10	10.80	9.80	9.10	8.60	1.39	1.82
Ta	5.10	4.30	3.70	4.00	4.00	1.06	0.55
W	0.10	0.40	0.50	0.70	0.20		
Pb	8.40	9.20	3.70	7.40	5.50	10.45	2.95
Th	<LLD	1.30	<LLD	1.90	1.60	1.37	1.81
U	3.00	3.20	1.10	1.30	2.90	0.26	0.35
Li						14.58	21.64
Be						0.47	0.66
Tl						0.12	0.14
Pr						2.23	2.72
Eu						1.04	1.22
Gd						2.95	3.46
Tb						0.51	0.59
Dy						3.12	3.66
Ho						0.67	0.79
Er						1.73	2.04
Tm						0.28	0.32
Lu						0.25	0.29